

UNIVERSITA' DEGLI
STUDI DI
NAPOLI "FEDERICO II"



Dottorato di ricerca in
Analisi e Modellazione dei Sistemi Ambientali

**Applicazioni di
modelli atmosferici di previsione a mesoscala
e di tecnologie ottiche (LIDAR) allo studio del
Planetary Boundary Layer.**

Tesi di dottorato di
Paolo Donnarumma

Tutor
Prof. Nicola Spinelli

Co-Tutor
Dott. Vincenzo Magliulo

**XIX CICLO
ANNI ACCADEMICI 2003-2006
Coordinatore: Prof. Maurizio Fedi**

Indice

Introduzione	1
---------------------	----------

Capitolo 1**Inquinamento atmosferico**

1.1	Definizioni	5
1.2	Fonti di inquinamento e inquinanti atmosferici	6
1.3	Trasporto, diluizione e reattività degli inquinanti	8
1.4	Importanti fenomeni di inquinamento atmosferico	10
1.4.1	Smog fotochimico	10
1.4.2	Le piogge acide	11
1.4.3	Aerosol atmosferico	13
1.4.4	Effetto serra	16

Capitolo 2**Lo strato limite planetario (PBL)**

2.1	Introduzione	19
2.2	Caratterizzazione del PBL	21
2.3	Movimenti tipici del PBL	24
2.4	Ciclo diurno del PBL	25
2.4.1	Strato limite convettivo	28
2.4.2	Strato residuale	31
2.4.3	Strato limite stabile	32
2.5	Cenni sui metodi per lo studio del PBL	34

Capitolo 3

I modelli meteorologici e le equazioni fondamentali del flusso atmosferico

3.1	Introduzione	35
3.2	Modelli meteorologici diagnostici e prognostici	36
3.3	Equazioni base della fluidodinamica	37
3.3.1	Le equazioni di Reynolds e il problema della chiusura	40
3.4	Analisi quantitativa della stabilità atmosferica	43
3.5	Analisi qualitativa della stabilità atmosferica	45

Capitolo 4

Il modello MM5

4.1	Il modello MM5	47
4.2	TERRAIN	52
4.3	REGRIDD	56
4.4	RAWINS e little_R	58
4.5	INTERPF	60
4.6	MM5	60
4.7	NESTDOWN	60
4.8	INTERPB	61
4.9	GRAPH/RIP	61

Capitolo 5

Il modello CALMET

5.1	Introduzione	62
5.2	Modello di campo di vento diagnostico	63
5.2.1	Campo di vento di primo step	63
5.2.2	Campo di vento di secondo step	64
5.3	Modello micrometeorologico	65
5.3.1	Parametrizzazioni del flusso di calore superficiale e del flusso di momento	65
5.3.2	Strato limite sulla superficie terrestre	65
5.3.3	Strato limite atmosferico marino	66
5.3.4	Campo di temperatura tridimensionale	67

Capitolo 6

Monitoraggio comparato della bassa troposfera

6.1	Introduzione	68
6.2	Un ciclo diurno di misure	69
6.3	Analisi dei dati raccolti	69
6.3.1	I dati della stazione di Pontecagnano	69
6.3.1.1	Il palo anemometrico	69
6.3.1.2	I dati della piattaforma aerea	72
6.3.1.3	I dati lidar	77
6.3.2	I dati della stazione fissa di Napoli	81
6.3.2.1	I dati lidar	81
6.3.2.2	I dati della stazione meteorologica di terra	83

	Indice
6.4 La struttura aerosolica sopra il PBL	88
6.5 Confronto Napoli – Pontecagnano	92

Capitolo 7

Risultati delle simulazioni

7.1 Simulazioni con il modello MM5 a Pontecagnano	95
7.2 Simulazioni con il modello CALMET a Pontecagnano	103
7.3 Ricostruzione dell'altezza dello strato di mescolamento	105
7.4 Simulazioni con i modelli MM5 e CALMET a Napoli	108

Conclusioni	117
--------------------	-----

Appendice A	119
--------------------	-----

Appendice B	126
--------------------	-----

Appendice C	140
--------------------	-----

Bibliografia	154
---------------------	-----

Ringraziamenti	157
-----------------------	-----

Introduzione

Le emissioni in atmosfera di gas ad effetto serra (anidride carbonica, ossidi di zolfo e di azoto) in relazione ad attività antropiche, costituiscono una minaccia per l'ambiente e per gli ecosistemi a livello globale. Un ruolo importante, in quest'ottica, è giocato anche dagli aerosol in quanto potrebbero avere effetti di forcing radiativo e quindi accentuare o, come molti si augurano, migliorare questo stato di cose. Sono dunque anche gli studi degli effetti fisico-chimici degli aerosol che si spera possano portare ad una maggiore comprensione dei cambiamenti climatici.

Inoltre, vi è una crescente attenzione agli effetti nocivi delle cosiddette polveri sottili sulla salute umana.

La Comunità Europea ha ratificato la convenzione delle Nazioni Unite sulle variazioni climatiche e successivamente ha aderito alla convenzione di Kyoto sulla riduzione dei gas inquinanti. Per effetto di tali trattati la Comunità ha accettato l'obbligo di adottare politiche atte a ridurre le emissioni in atmosfera al di sotto di soglie prefissate. In tale contesto il monitoraggio dei flussi dei gas ad effetto serra, anche emessi dagli ecosistemi naturali (vapor d'acqua ed ozono troposferico) è divenuta una priorità urgente ai fini della determinazione delle quantità che le superfici naturali sono in grado di scambiare nel medio e lungo termine in funzione delle variabili ambientali e delle diverse politiche d'uso del territorio. In questa ottica, l'impiego di modelli matematici capaci di prevedere fenomeni di emissione e dispersione di gas inquinanti richiede di avvalersi di dati atmosferici rilevati con diversificate tecnologie.

Il complesso di effetti nocivi che si ripercuotono sulla biosfera e quindi sull'uomo, dipendenti dall'azione di fattori di alterazione (inquinanti) degli equilibri esistenti, risultano essere costituiti da sottoprodotti dell'attività umana nell'aria (industrie, circolazione automobilistica, etc.) oltre che da una componente naturale (emissioni vulcaniche, circolazione in quota di sabbie sahariane). Si rende pertanto indispensabile un diffuso impegno sia a ridurre le cause sia ad ottenere una comprensione particolareggiata dei fenomeni e dei processi che determinano un eccessivo accumulo degli agenti inquinanti, eventualmente per cercare di controllarne gli effetti. Allo scopo di effettuare previsioni sui fenomeni di inquinamento atmosferico risulta necessaria la conoscenza della dinamica della parte bassa dell'atmosfera nella quale si svolge la vita umana ed in particolare dello strato limite planetario (PBL), che costituendo l'interfaccia tra la superficie e l'atmosfera libera è sotto l'influenza diretta dei processi

al suolo. E' noto che il PBL si evolve secondo una periodicità giornaliera e possiede una sua stratificazione a carattere fortemente dinamico: sotto l'influenza della radiazione solare si originano intense moti turbolenti che ridefiniscono gli strati sia nella loro natura che nella loro estensione. In tale dinamica risultano coinvolti oltre ai gas costituenti dell'aria anche quelli riversati dalla superficie nonché interi strati di particelle sospese che, seppur differenti in composizione chimica, origine e dimensione, vengono globalmente classificate come aerosol. A partire dal tramonto ed in assenza del riscaldamento terrestre si ha il prevalere di condizioni di maggiore stabilità, per cui la maggior parte degli aerosol tende a sedimentarsi verso la superficie o comunque a rimanere intrappolati in una zona di residuale turbolenza senza possibilità di effettuare quello che si indica come "wash out". Gli stessi, sommandosi ad ulteriori emissioni, saranno partecipi al ciclo del giorno successivo. Di particolare interesse è l'altezza media ovvero l'estensione media in quota del PBL, utile non solo a capire le dimensioni spaziali dei fenomeni che si stanno studiando ma anche come parametro d'ingresso per i modelli di simulazione e previsione della dinamica atmosferica.

Il problema affrontato è quello di indagare sulle possibili influenze di alcuni fenomeni meteorologici al verificarsi di episodi d'inquinamento acuto. Come è noto la meteorologia gioca un ruolo determinante sulla dispersione degli inquinanti atmosferici; in particolare lo sviluppo di alcuni fenomeni di circolazione a mesoscala, può minacciare la qualità dell'aria delle regioni influenzate, a causa del limitato potere di diluizione che esercitano.

In particolare il sito dell'aeroporto di Pontecagnano (SA) posto in una stretta fascia pianeggiante fra mare e montagne sembra fortemente strategico per effettuare questo tipo di studi ed è lì che si è inteso effettuare una campagna di misure.

La presenza del mare nella regione di interesse rappresenta, senza dubbio, la caratteristica che influenza maggiormente la meteorologia dell'area. Come noto, nelle zone costiere, a causa del gradiente di temperatura che può instaurarsi attraverso la linea di costa, possono innescarsi fenomeni di circolazione indotti termicamente e totalmente autonomi dalla fenomenologia a larga scala. Tali circolazioni, note come brezze di terra/mare, rappresentano uno dei sistemi di circolazione a mesoscala più difficili da ricostruire poiché sono caratterizzati da una grande variabilità spaziale e temporale. Il loro studio, inoltre, si rivela importante per la comprensione degli effetti peculiari che essi esercitano sulla dispersione. Le brezze di terra/mare, infatti, possiedono una natura ciclica che vede l'alternanza di due fasi contrapposte durante il

corso della giornata: in quella diurna, il gradiente termico che si instaura attraverso la linea di costa, genera un flusso superficiale proveniente da mare ed un conseguente flusso di ritorno in quota che garantisce la continuità nel dominio. La fase notturna è anch'essa caratterizzata da due flussi contrapposti: questa volta il flusso superficiale proviene da terra e quello in quota da mare entrambi prodotti da un opposto gradiente di temperatura, attraverso la linea di costa, rispetto a quello diurno. In entrambi i casi le cosiddette celle di brezza costituiscono dei sistemi relativamente chiusi rispetto al resto dell'atmosfera i quali esercitano un limitato potere di diluizione degli inquinanti eventualmente immessi in essi.

L'uso di modelli numerici consente la visualizzazione dei più importanti fenomeni di circolazione atmosferica della zona di interesse, che possono maggiormente influenzare la dispersione degli inquinanti: campo di vento e temperatura.

Nel presente lavoro di tesi saranno presentati i risultati sperimentali di una campagna di misure atmosferiche relativa alla osservazione di un ciclo diurno svolta tra il 9 e il 10 maggio 2005 in parallelo a Napoli e all' aeroporto di Pontecagnano (Sa); la campagna è stata condotta sia con l'utilizzo di due apparati *LIDAR (Light Identification Detection and Ranging*, per la ricostruzione del contenuto aerosolico in atmosfera) sia con l'ausilio di un aeromobile leggero E.R.A. (*Environmental Research Aircraft*, dotato di strumentazione di bordo capace di ricavare profili di parametri atmosferici). Alla campagna hanno contribuito il *CNISM (Consorzio Nazionale Interuniversitario per le Scienze Fisiche della Materia)* di Napoli, il consorzio di ricerca *CO.ri.s.t.a. (Consorzio di Ricerca su Sistemi di Telesensori Avanzati)* sempre di Napoli e l'istituto del *CNR ISAFoM (Istituto per i Sistemi Agricoli e Forestali del Mediterraneo)* con sede ad Ercolano (NA). Lo scopo di questa campagna è stato quello di ricavare l'andamento della parte inferiore dell'atmosfera nell'arco di un intero giorno nei due siti e, in seguito, di operare un confronto tra i due profili. Trattandosi di due zone della Campania molto diverse in termini di orografia e di agglomerato urbano, la campagna ha consentito di verificare come influenti siano le caratteristiche al suolo sullo strato limite planetario (PBL). Infine attraverso l'uso di modelli numerici si è effettuata una ricostruzione dei più importanti fenomeni di circolazione atmosferica delle suddette zone campane, applicando due differenti modelli meteorologici allo scopo di ricostruire i campi delle variabili meteorologiche che possono maggiormente influenzare la dispersione degli inquinanti: campo di vento e temperatura.

I primi capitoli di questa tesi di dottorato sono dedicati alla presentazione delle conoscenze di base, ed in particolare:

1. nel primo capitolo sono definite le più comuni classificazioni dei fenomeni d'inquinamento atmosferico, in base alla loro origine, natura ed estensione spaziale. Vengono, inoltre, descritti alcuni particolari fenomeni d'inquinamento;
2. nel secondo capitolo viene descritto e caratterizzato il Planetary Boundary Layer;
3. il capitolo terzo contiene la descrizione delle differenti tipologie dei modelli meteorologici e le equazioni fondamentali del flusso atmosferico;
4. nel capitolo quarto è brevemente descritto il modeling system MM5;
5. nel capitolo quinto si è introdotto il modello CALMET con le sue parametrizzazioni;
6. nel capitolo sesto vengono presentati i risultati delle misure effettuate durante la campagna di monitoraggio comparato della bassa troposfera;
7. nel capitolo settimo vengono illustrate le simulazioni del modello MM5 e CALMET nei siti di misura.

Capitolo 1

Inquinamento Atmosferico

1.1 Definizioni

La definizione più rigorosa e al tempo stesso generica che si possa dare all'inquinamento atmosferico è quella che ci viene fornita dal D.P.R.(Decreto del Presidente della Repubblica) n. 203 del 1988 ed in particolare all'art. 2 si legge:

“ogni modificazione della normale composizione o stato fisico dell'aria atmosferica, dovuta alla presenza nella stessa di una o più sostanze in quantità o con caratteristiche tali da alterare le normali condizioni ambientali di salubrità dell'aria; da costituire pericolo ovvero pregiudizio diretto o indiretto per la salute dell'uomo; da compromettere le attività ricreative e gli usi legittimi dell'ambiente; alterare le risorse biologiche e gli ecosistemi e i beni materiali pubblici e privati”.

Il primo passo da compiere nell'affrontare lo studio delle varie tipologie d'inquinamento atmosferico è quello di classificare i fenomeni in base alla loro estensione spaziale; la più classica delle distinzioni è fra *inquinamento diffuso* e *localizzato*.

L'inquinamento diffuso dipende fortemente dal grado di urbanizzazione e dalle condizioni meteorologiche dell'area in esame: gli apporti principali di inquinanti provengono principalmente dai processi di combustione, soprattutto per il riscaldamento domestico e dei mezzi di trasporto, con una concentrazione maggiore nelle zone centrali delle città ed in particolari ore della giornata.

Appartengono a questa categoria anche quei fenomeni, con origine non necessariamente urbana, di alterazione di grosse masse d'aria che fanno sentire i propri effetti su vasti territori; ne è un esempio il fenomeno delle piogge acide di cui parleremo in seguito.

Per quel che riguarda l'inquinamento localizzato dobbiamo anzitutto dire che esso può essere associato ad un singolo impianto di produzione così come ad un'intera area industriale. In quest'ultimo caso la natura dell'inquinamento non è generalizzabile essendo strettamente connessa alla tecnologia produttiva dei singoli insediamenti

industriali. Per valutare il contributo di ciascuna industria al carico inquinante complessivo si ricorre ad un parametro fondamentale: *il fattore di emissione*; esso rappresenta la media del tasso di rilascio in atmosfera di un dato inquinante a seguito di una determinata attività, come la combustione o una data produzione industriale. Questo parametro però non è un indicatore preciso delle emissioni del singolo processo quanto piuttosto di una determinata categoria di sorgenti.

1.2 Fonti di inquinamento e inquinanti atmosferici

Le fonti di inquinamento atmosferico possono anzitutto essere suddivise in naturali ed antropogeniche.

Tra le fonti naturali troviamo i composti inorganici dello zolfo (SO_2 , H_2S) emessi dalle esalazioni vulcaniche, i composti organici come l'isoprene, prodotto dagli alberi decidui, il pinene e il limonene, emessi dalle conifere che possono estendere i fenomeni di smog fotochimico al di fuori delle aree urbane. Come risultato della decomposizione anaerobica delle materia organica da parte dei microrganismi troviamo il metano che è uno dei gas responsabili dell'aumento dell'effetto serra. Ancora, tra gli inquinanti naturali, citiamo le polveri ed i gas provenienti dalle emissioni vulcaniche, e le polveri desertiche.

Il contributo antropico alle emissioni in grado di alterare la normale composizione dell'aria, non è certamente più trascurabile rispetto alle cause naturali di inquinamento, ed è una fenomenologia da considerarsi in espansione. Queste emissioni possono essere prodotte da numerose attività umane e fra le più importanti troviamo:

- Processi di combustione per la produzione di energia;
- Traffico veicolare ed aereo;
- Lavorazioni industriali;
- Impianti d'incenerimento di rifiuti.

Un'utile classificazione degli inquinanti atmosferici può essere quella che li suddivide in primari e secondari: i primi sono quelli immessi tal quali in atmosfera, sia da fonti naturali che antropogeniche, i secondi sono quelli che si formano in atmosfera a partire dai primari.

La tabella che segue (Tabella 1.1) elenca i principali inquinanti atmosferici, la loro origine, il tempo di persistenza medio ed i meccanismi per l'eventuale rimozione naturale.

Inquinante	Sorgente antropica	Sorgente naturale	Emissione antropica	Tempo di persistenza	Rimozione naturale
SO ₂	Combustione	Vulcani	≈100%	4 giorni	O _x in SO ₄ e rimozione con pioggia
H ₂ S	Trattamento fanghi ind.	Vulcani, Az. biologica	3%	2 giorni	O _x in SO ₂
NO _x	Combustione ad alta T.	Azione Batterica	0.5%	5 giorni	O _x in HNO ₃
NH ₃	Trattamento rifiuti	Decompo. biologica	0.3%	7 giorni	Reazione con SO ₂ per formare (NH ₄) ₂ SO ₄
CO ₂	Combustione	Respirazione Decompo. Oceani	1.4%	2-4 anni	Fotosintesi
CO	Combustione	Incendi Oceani	79%	<3 anni	Nessuna prova
HC	Combustione Ind. chimica	Processi Biologici	7.6%	3 anni	Reazione fotochimica con NO-H ₂ O
PM	Combustione Processi Ind.	Vulcani, Incendi, Processi chimico-biologici	6%	da pochi secondi a mesi	Pioggia e vento

Tabella 1.1: Origine, tempo di persistenza e rimozione dei principali inquinanti atmosferici.

Come si può notare dalla tabella l'anidride solforosa (SO₂) è quasi completamente di origine antropogenica e viene prodotta dai processi di combustione dei combustibili fossili; la sua concentrazione massima viene raggiunta nei mesi invernali in prossimità delle aree urbane ed industriali. In atmosfera l'SO₂ viene prima ossidata ad SO₃ per via catalitica all'interno di particelle d'acqua, la successiva idrolisi produce l'acido, fortemente igroscopico, H₂SO₄ che può assorbire molecole di ammoniaca, cationi e metalli.

Alla categoria degli ossidi di azoto (NO_x) appartengono due diversi composti: il monossido (NO) ed il biossido d'azoto (NO₂). Soltanto il primo viene prodotto dai processi di combustione ad alta temperatura, mentre il secondo si viene a formare in seguito all'ossidazione dell'NO. Il principale problema dell'abbattimento di questi composti risiede nel fatto che, a differenza dei composti solforosi, l'azoto non si trova nel combustibile dei processi di combustione bensì nel comburente (l'aria). Perciò, l'unica soluzione sembra essere l'abbassamento della temperatura della fiamma, però con conseguente diminuzione della resa del processo.

Il monossido e il biossido di carbonio (CO e CO_2) vengono entrambi prodotti dai processi di combustione più o meno completa di materia organica, però mentre per il primo questa risulta essere la fonte principale, per il CO_2 prevale il contributo delle fonti di natura biologica, come ad esempio la traspirazione delle piante. La pericolosità dei due gas è completamente diversa; il costante aumento della concentrazione di biossido di carbonio e la sua capacità di assorbire l'infrarosso termico lo rende uno dei potenziali responsabili dell'aumento della temperatura media della terra (effetto serra). Il monossido di carbonio non raggiunge mai, all'aperto, concentrazioni sufficientemente elevate da costituire un qualche pericolo per l'uomo e per l'ambiente, viceversa, negli ambienti confinati, la sua somiglianza con l'ossigeno molecolare lo rende estremamente pericoloso. Infatti esso può sostituirsi all' O_2 nelle molecole di emoglobina rendendole inefficienti trasportatori di ossigeno; ciò può condurre alla morte anche in tempi piuttosto brevi.

Gli idrocarburi (HC) sono composti contenenti soltanto carbonio e idrogeno e vengono distinti in aromatici e alifatici. Il contributo più importante della loro presenza in atmosfera è sicuramente dovuto al traffico veicolare anche se fonti significative possono derivare da ogni tipo di manipolazione dei derivati petroliferi. In atmosfera essi subiscono l'attacco da parte di molte specie radicaliche reattive come ad esempio i radicali idrossilici (HO) ed idroperossilici (HOO). Il risultato di queste trasformazioni sono delle specie fortemente reattive che a loro volta possono innescare quel complesso di reazioni che sono tipiche dei fenomeni di *smog fotochimico*.

1.3 Trasporto, diluizione e reattività degli inquinanti

In atmosfera l'esito degli inquinanti dipende da molti fattori; da un punto di vista chimico gli inquinanti possono essere passivi (inerti) oppure reattivi. Per prevedere l'evoluzione degli inquinanti passivi, normalmente si suppone che, una volta immessi in atmosfera, essi vengano trasportati e diluiti (dispersi) ad opera della turbolenza atmosferica senza subire modificazioni chimico-fisiche, si assume cioè lo stato conservativo dell'inquinante. In questo caso la conoscenza delle variabili meteorologiche intensità e direzione del vento e temperatura è di fondamentale importanza. Infatti dal campo di vento dipende il trasporto degli inquinanti, mentre la stratificazione verticale della temperatura, oltre ad influire sulla stabilità atmosferica, è

una delle principali cause della turbolenza atmosferica, responsabili, entrambe, della dispersione degli inquinanti.

Per gli inquinanti reattivi la predizione della dispersione è ulteriormente complicata dal fatto che queste specie possono reagire sia con altri contaminanti che con i normali costituenti atmosferici. In questo caso, oltre alla conoscenza delle variabili e dei fenomeni sopra citati, occorre valutare il tasso d'umidità atmosferica, la radiazione solare, la concentrazione di particolari specie che possono agire da catalizzatori delle reazioni della chimica della troposfera. Le reazioni più frequenti sono di tipo ossidativo o fotoossidativo; esse coinvolgono reazioni omogenee gas-gas ed eterogenee (gas-solido e gas-liquido), soprattutto a contatto con particelle, gocce di pioggia o nubi. Per entrambe le tipologie di contaminanti vanno considerati una serie di fenomeni di rimozione dall'atmosfera i più importante dei quali sono:

- Sedimentazione;
- Assorbimento alla superficie;
- Lavaggio da precipitazioni (washout);
- Lavaggio da gocce in crescita (rainout).

L'insieme dei fenomeni di sedimentazione e assorbimento vengono indicati col termine di deposizione secca; la sedimentazione è il processo preminente soprattutto per le particelle pesanti (diametro $>20\mu\text{m}$). L'assorbimento alla superficie del suolo avviene per particelle piccole e gas poco solubili in acqua. La massa depositata nel tempo è funzione del gradiente verticale di concentrazione piuttosto che della sola concentrazione atmosferica.

Il lavaggio da precipitazioni avviene su particelle grandi e fini e su gas solubili in acqua. Il calo di concentrazione nel tempo è di tipo esponenziale con un esponente funzione della durata e dell'intensità della pioggia.

Il lavaggio da gocce in crescita avviene all'interno delle nubi, quando le particelle di inquinante agiscono da nuclei di condensazione: per inquinanti presenti soprattutto a basse quote il rainout è piccolo rispetto al washout.

1.4 Importanti fenomeni di inquinamento atmosferico

1.4.1 Smog fotochimico

Sulla base delle attuali conoscenze nel campo della chimica e della fisica dell'atmosfera, la troposfera può essere considerata come un insieme tridimensionale di reattori fotochimici fra loro comunicanti. Nella parcella d'aria che costituisce ciascun reattore fotochimico (che per comodità può essere immaginato come una box), la quantità di materia emessa dalle sorgenti naturali o antropogeniche o trasportata dai reattori contigui per avvezione e diffusione, è in equilibrio dinamico con la quantità di materia rimossa per deposizione o trasferimento nei reattori contigui. L'esposizione alla radiazione solare, di lunghezza d'onda compresa tra 290 e 430 nm, di sostanze organiche (in genere idrocarburi) ed ossidi di azoto (principalmente NO e NO₂ indicati spesso come NO_x) presenti nel reattore è sufficiente ad innescare una serie complessa di reazioni che generano un numero rilevante di inquinanti primari immessi nella troposfera. In condizioni meteorologiche favorevoli, quali quelle caratterizzate da intensa radiazione solare, aria relativamente stagnante e bassa umidità, (tipici dei periodi di alta pressione che si verificano durante la tarda primavera, l'estate e l'inizio autunno), una frazione consistente degli inquinanti primari è convertita in ossidanti fotochimici ed in composti acidi. Il perdurare di tali condizioni meteorologiche per periodi superiori a 3-5 giorni può dar luogo ad episodi di **smog fotochimico** caratterizzati da concentrazioni elevate di ozono, acqua ossigenata, acido nitrico e solforico e materiale particolato fine costituito da solfati, nitrati e materiale organico. Proprio l'accumulo di particelle fini, capaci di ridurre la visibilità per assorbimento e diffusione della luce, spiega perché il termine smog (che è un neologismo derivato da smoke e fog) venne coniato per identificare l'inquinamento d'origine fotochimica osservato per la prima volta nell'area di Los Angeles. Poiché durante episodi di smog fotochimico i livelli di inquinanti secondari possono raggiungere valori da 10 a 50 volte superiori a quelli esistenti in aree remote, l'esposizione a questo tipo d'inquinamento può causare l'insorgere di patologie acute e croniche nell'uomo e negli animali, danneggiare le piante e provocare seri deterioramenti ai materiali. Dato l'elevato numero di parametri chimici e fisici in gioco, è difficile prevedere l'evoluzione spaziotemporale dei fenomeni di smog fotochimico senza l'uso di sofisticati modelli teorici

capaci di valutare i fenomeni di dispersione, la reattività e la deposizione di tutte le specie coinvolte nel ciclo fotochimico. In linea di massima si può dire che i più alti livelli di inquinamento fotochimico sono più frequentemente osservati nelle zone poste sottovento ad aree densamente popolate ed a distanze variabili da 20 a 200 km dal nucleo emittente. Il massimo degli ossidanti fotochimici è normalmente raggiunto tra mezzogiorno e le prime ore del pomeriggio. Tuttavia, molti ossidanti fotochimici possono essere trasportati a distanze superiori a 200 km agendo così da moltiplicatori nello spazio e nel tempo.

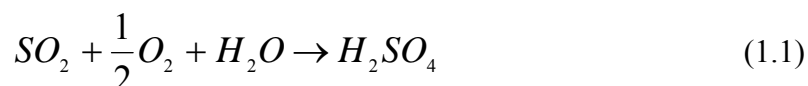
1.4.2 Le piogge acide

La maggior parte degli ossidi di zolfo e azoto che entrano in atmosfera viene convertita in acido solforico ed in acido nitrico, rispettivamente. Assieme all'acido cloridrico questi acidi danno luogo alle precipitazioni acide (piogge acide) che rappresentano una grave forma d'inquinamento per diverse regioni della terra. Infatti, esse causano l'acidificazione dei laghi e dei corsi d'acqua con gravi conseguenze per le forme di vita in essi presenti, danneggiano la vegetazione, solubilizzano i cationi dei metalli pesanti presenti nel terreno e nelle rocce, corrodono le strutture metalliche e i materiali lapidei dei monumenti ed inoltre provocano irritazione al sistema respiratorio delle persone esposte.

Sono dette **piogge acide** le precipitazioni rese acide ($\text{pH} < 5.5$) dalla presenza di acidi più forti della CO_2acq (anidride carbonica in fase acquosa). Esse, oltre alla pioggia vera e propria, comprendono tutte le deposizioni acquose come la nebbia, la rugiada, la neve, etc...

Il termine **deposizione acide**, più in generale, si riferisce sia alle deposizioni sulla terra di acidi in soluzione acquosa (*deposizioni umide*), sia alle deposizioni di gas acidi (SO_2) e di sali acidi solidi come il solfato acido d'ammonio (*deposizioni secche*).

Sebbene la pioggia acida possa derivare anche dalla diretta immissione di acidi forti nell'atmosfera, quali acido cloridrico e solforico, essa è tipicamente una forma d'inquinamento secondario che deriva dall'ossidazione nell'atmosfera di composti gassosi:





Reazioni di questo tipo giocano un ruolo fondamentale nei confronti della natura, del trasporto e del destino delle precipitazioni acide. Come conseguenza di tali reazioni, le proprietà chimiche (acidità e tendenza a reagire con altre sostanze) degli inquinanti acidi dell'atmosfera sono modificate drasticamente. Per esempio la piccola quantità di NO che si scioglie nell'acqua non reagisce in maniera significativa, mentre il suo prodotto finale di ossidazione, HNO₃, non è volatile, è solubilissimo nell'acqua ed è un acido forte molto reattivo; di conseguenza potrà essere rimosso rapidamente dall'atmosfera, provocando danni alle piante e ai materiali soggetti a corrosione. Sebbene la principale fonte dei gas, da cui derivano gli acidi, siano le emissioni industriali e la combustione dei combustibili fossili, le piogge acide sono un fenomeno che interessa anche le regioni lontane da tali sorgenti. Ciò è dovuto in parte al fatto che i gas per essere ossidati e quindi depositati impiegano diversi giorni durante i quali le masse d'aria che li contengono possono trasportarli a diverse migliaia di chilometri dal luogo d'emissione. L'analisi dei movimenti delle masse d'aria ha messo in evidenza una correlazione tra le precipitazioni acide ed il precedente loro passaggio al di sopra di importanti sorgenti di emissioni antropogeniche di ossidi di azoto e di zolfo. Ciò risulta particolarmente evidente nelle regioni meridionali della penisola scandinava che ricevono un pesante carico d'inquinamento dalle regioni europee densamente popolate ed altamente industrializzate.

La concentrazione degli ioni presenti nelle piogge acide variano molto con il tempo e con il luogo di raccolta; i valori riportati nella tabella 1.2 sono tipici di una precipitazione ad elevata concentrazione. La predominanza, in questo caso, dello ione solfato evidenzia che il maggior contributo all'acidità è dato dall'acido solforico. Un contributo inferiore viene dato dagli acidi nitrico e cloridrico. Un'informazione importante, che deriva dallo studio delle piogge acide e dell'inquinamento dovuto a composti solforati, è la distinzione tra le specie solfato primarie (quelle emesse direttamente dalle sorgenti puntiformi) e quelle secondarie (che derivano dall'ossidazione dei composti gassosi dello zolfo quali l'anidride solforosa). Un basso contenuto di solfati primari indica un trasporto da lontano dell'inquinante, mentre un alto contenuto di solfati primari denota la presenza di emissioni locali.

CATIONI			ANIONI		
ione	$\mu\text{eq/L}$	ppm	ione	$\mu\text{eq/L}$	ppm
H_3O^+	56	1.064	SO_4^{2-}	51	4.896
NH_4^+	10	0.180	NO_3^-	20	1.240
Ca_2^+	7	0.280	Cl^-	12	0.420
Na^+	5	0.115			
Mg_2^+	3	0.073			
K^+	2	0.078			

Tabella 1.2: Valori tipici delle concentrazioni degli ioni presenti in una pioggia acida.

1.4.3 Aerosol atmosferico

Gli aerosol atmosferici (o materiale particellare aerodisperso, MPA) sono una miscela complessa di particelle piccole e grandi, sia emesse direttamente nell'atmosfera, che prodotte durante i processi di conversione gas-particelle. Le sorgenti di aerosol atmosferico sono naturali e antropiche. Le dimensioni delle particelle costituiscono il parametro più importante per la descrizione del loro comportamento e della loro origine; la composizione chimica, la rimozione, ed il tempo di residenza nell'atmosfera sono tutte caratteristiche correlate con le dimensioni delle particelle. Il materiale particellare aerodisperso nell'atmosfera viene definito come una sospensione di particelle solide o liquide relativamente stabili nell'aria circostante (aerosol). Questa sospensione può essere costituita da una varietà di particelle di diversa dimensione e composizione in funzione della loro origine; tradizionalmente vengono distinte quattro grandi classi di particelle: polveri, fumi, smog o fuliggine, e nebbie.

Un altro modo di classificazione prende in considerazione la distinzione tra gli aerosol di origine primaria e secondaria. Gli aerosol primari comprendono particelle emesse direttamente nell'atmosfera, mentre i secondari consistono di particelle prodotte dai processi di conversione che partono dai gas. Un ulteriore sistema di classificazione degli aerosol fa riferimento alle sorgenti naturali o antropiche da cui essi derivano.

Negli ambienti ad intensa urbanizzazione le particelle aerodisperse derivano essenzialmente dai processi di combustione di sorgenti mobili, come i veicoli a motore, e di sorgenti fisse, come gli impianti per la produzione di energia. Le caratteristiche chimico-fisiche del MPA sono fortemente dipendenti dal tipo di meccanismi della sua formazione e dal tipo di sorgente. Le proprietà degli aerosol sono soggette a continui

cambiamenti a causa di numerosi processi di natura chimica e fisica (ad esempio le particelle naturali di cloruro di sodio reagiscono con acido solforico di origine antropica per formare particelle di solfato di sodio). I diversi meccanismi di formazione influenzano anche la distribuzione dimensionale delle particelle aerodisperse. Le particelle atmosferiche sono generalmente comprese in un intervallo di diametri tra 0,01 e 100 μm . L'intervallo dimensionale compreso tra 0,01 e 0,1 μm viene definito come “modo ultrafine”. Generalmente queste particelle sono costituite dai prodotti della nucleazione omogenea di vapori sovrasaturi (SO_2 , NH_3 , NO_x e prodotti della combustione). Le particelle comprese tra 0,1 e 2,5 μm sono note come “modo di accumulazione” o “fini”. La loro formazione avviene per coagulo delle particelle ultrafini (UF) e attraverso i processi di conversione gas-particella, conosciuti anche come nucleazione eterogenea, oppure per condensazione di gas su particelle preesistenti nell'intervallo di accumulazione. I maggiori costituenti di queste particelle nelle aree industrializzate sono i solfati, i nitrati, lo ione ammonio, il carbonio elementare ed il carbonio organico. Ulteriori componenti sono costituiti da diversi metalli in traccia provenienti dai processi di combustione. Solfati, nitrati e ammonio sono essenzialmente i prodotti della conversione gas-particella del biossido di zolfo, degli ossidi di azoto e dell'ammoniaca. Nella frazione dimensionale 0,1-2,5 μm possono spesso essere presenti anche particelle di origine biologica, come spore fungine, batteri, lieviti, pollini e virus. Le particelle fini, in generale, sono troppo piccole per sedimentare (per gravità) e troppo grandi per coagulare formando particelle di maggiori dimensioni; per questo motivo hanno tempi di residenza in atmosfera dell'ordine dei giorni e possono essere trasportate a lunga distanza. Le particelle nell'intervallo dimensionale 2,5-100 μm vengono dette grossolane (in inglese coarse). Essenzialmente queste sono prodotte da processi meccanici (macinazione, erosione, o risospensione meccanica o da parte del vento). Esse contengono elementi presenti nel suolo e nei sali marini, quali Si, Al, Ca, Fe, Mn, Na, Sr, e K. Essendo relativamente grandi, queste particelle vengono eliminate dall'atmosfera per sedimentazione in tempi di poche ore o minuti e si ritrovano spesso vicino alle sorgenti di emissione in funzione della loro altezza. Nella figura 1.2 vengono riportate la tipica distribuzione modale di massa (o volume) in funzione delle dimensioni delle particelle aerodisperse, la loro origine e le relazioni dinamiche tra le particelle di diversa dimensione ed i principali processi che influenzano la loro concentrazione.

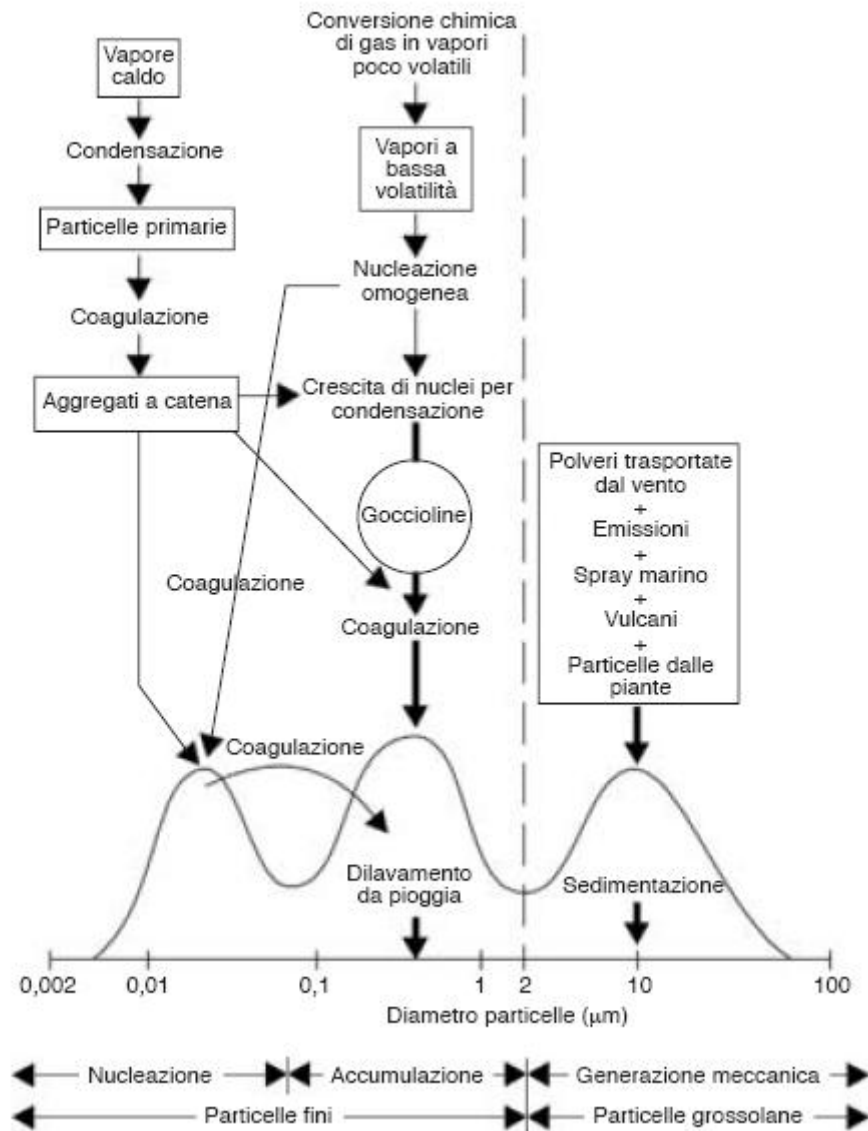


Figura 1.1: Distribuzione dimensionale in termini di massa o volume delle particelle aerodisperse e illustrazione schematica della loro origine e della relazione dinamica tra particelle delle varie dimensioni e mezzo in cui sono sospese.

In generale si può affermare che la composizione del MPA è molto variabile e dipende da molti fattori, che includono le sorgenti, il clima, e la stessa situazione topografica. Anche in uno stesso luogo la composizione del MPA può variare di anno in anno, stagione per stagione, giorno per giorno e nel corso del giorno stesso.

1.4.4 Effetto serra

L'atmosfera e la superficie terrestre vengono riscaldate, principalmente, dall'energia proveniente dal sole. La componente quantitativamente più importante dell'irradiazione solare giace nell'intervallo della luce visibile, corrispondente a lunghezze d'onda, λ , comprese fra 400 e 700 nm. Gran parte della luce ultravioletta ($\lambda < 400$ nm) viene filtrata nella stratosfera, riscaldando l'aria di tale regione piuttosto che la superficie terrestre. Oltre il limite del "rosso", cioè oltre la massima lunghezza d'onda della luce visibile, la radiazione solare contiene ancora una componente infrarossa (IR) la cui lunghezza d'onda giace fra 800-10000 nm. Della radiazione solare complessiva che raggiunge la terra, circa la metà raggiunge la superficie, da cui viene assorbita; un altro 20% viene assorbito dai gas presenti nell'atmosfera – le radiazioni UV dall'O₃ della stratosfera, quelle IR dalla CO₂ e dall'H₂O – e dalle goccioline di acqua in essa presenti. Il restante 30% non viene assorbito ma riflesso verso lo spazio dalle nubi, dalle superfici innevate e ghiacciate, dalle distese di sabbia e da altri corpi riflettenti.

Come qualsiasi corpo caldo, la terra emette energia; in effetti, la quantità di energia assorbita ed emessa dal pianeta devono essere uguali affinché la sua temperatura rimanga costante. L'energia emessa non appartiene né alla componente visibile né a quella UV ma piuttosto a quella infrarossa, avendo lunghezza d'onda compresa tra 4 e 50 μm ; tale componente è nota come regione dell'*infrarosso termico* poiché la sua energia si manifesta come calore.

Alcuni gas presenti nell'aria possono assorbire determinate lunghezze d'onda dell'infrarosso termico, cosicché non tutta la radiazione IR emessa dall'atmosfera e dalla superficie terrestre sfugge direttamente nello spazio. Subito dopo essere stata assorbita dalle molecole di gas, quali il CO₂, questa radiazione infrarossa viene riemessa in tutte le direzioni, e parte torna quindi alla superficie terrestre, dove viene assorbita andando a riscaldare la superficie e l'aria. Il fenomeno del ritorno a terra della radiazione termica irraggiata è detto *effetto serra* ed è responsabile del fatto che la temperatura media della superficie terrestre è di 15 °C anziché -15°C, la temperatura cioè che si registrerebbe in assenza di atmosfera. Il riscaldamento della superficie terrestre attraverso questo meccanismo è pari a quello prodotto dall'energia solare che arriva direttamente. I principali costituenti dell'atmosfera, N₂, O₂ e Ar non sono in grado di assorbire le radiazioni infrarosse, mentre le cause della maggior parte del

riscaldamento imputabile all'effetto serra sono l'acqua (responsabile per circa i due terzi dell'effetto) e il biossido di carbonio (responsabile di circa un quarto dello stesso).

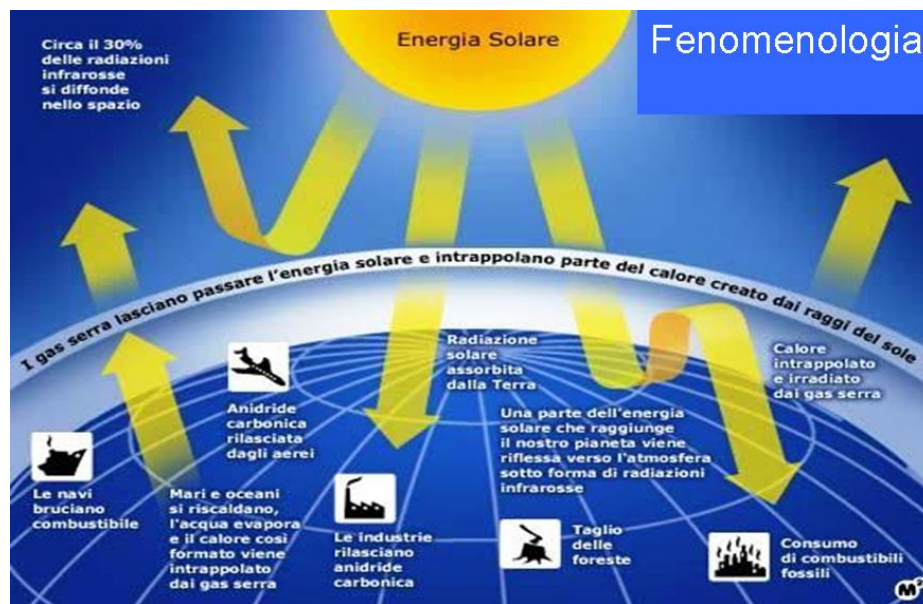


Figura 1.2: Fenomenologia descrittiva dell'effetto serra.

Il fenomeno che preoccupa maggiormente gli scienziati dell'ambiente è che l'aumento dei gas presenti in tracce nell'atmosfera responsabili dell'assorbimento della radiazione termica infrarossa potrebbe causare il ritorno alla superficie terrestre di una quantità maggiore di radiazione infrarossa emessa, innalzando la temperatura della superficie oltre i 15°C. Questo fenomeno viene indicato come ***aumento dell'effetto serra*** per distinguere i suoi effetti da quelli del fenomeno naturale all'opera da millenni.

La tabella 1.3 riporta i gas in tracce che sono responsabili dell'aumento dell'effetto serra sia perché sono in costante aumento ad un tasso più o meno alto, ma soprattutto perché la loro efficienza relativa nell'assorbimento dell'infrarosso termico è nettamente superiore a quella delle specie responsabili dell'effetto serra.

Gas	Abbondanza naturale	Tasso di aumento	Efficienza relativa per il riscaldamento
CO ₂	356 ppm	+0.4 %	1
CH ₄	1.74 ppm	+0.6 %	23
N ₂ O	0.31 ppm	+0.25 %	270
FC-11	0.26 ppm	n/a	14000
FC-12	0.47 ppm	n/a	19500
O ₃	0.03 ppm	n/a	-

Tabella 1.3: Abbondanza naturale, tasso di crescita ed efficienza dei gas serra.

E' importante evidenziare come la temperatura media del nostro pianeta e la concentrazione di CO₂ stiano aumentando in maniera correlata nel corso dei decenni (vedi figura 1.3), secondo dei meccanismi non ancora chiari alla comunità scientifica.

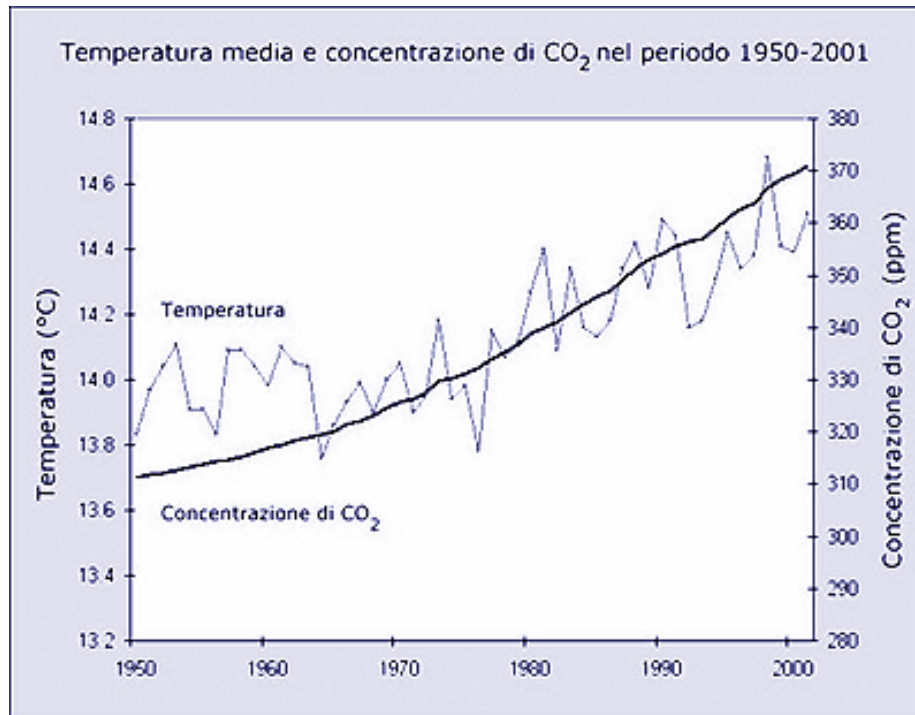


Figura 1.3: Aumento della temperatura media globale della Terra e della concentrazione atmosferica dell'anidride carbonica dal 1950 al 2001.

Capitolo 2

Lo strato limite planetario (PBL)

2.1 Introduzione

L'Atmosfera terrestre, come noto, è quello strato gassoso che circonda completamente la Terra. Le caratteristiche chimico-fisiche che la contraddistinguono non sono omogenee; al contrario, risulta invece immediatamente evidente, come schematizzato in figura 2.1, la presenza di diverse stratificazioni sovrapposte le une alle altre e distinguibili principalmente da differenti temperature.

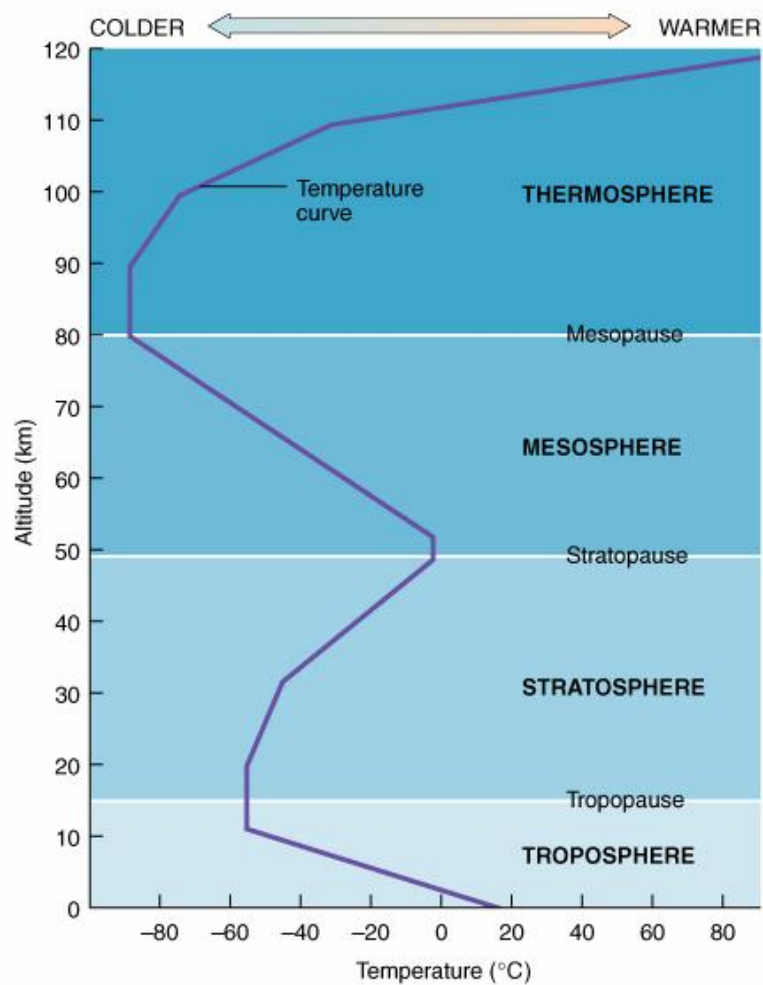


Figura 2.1: Profilo di temperatura che caratterizza l'atmosfera Standard.

Lo strato atmosferico che costituisce il limite inferiore della troposfera, caratterizzato da un intenso mescolamento turbolento, è detto strato limite planetario (*Planetary Boundary Layer*, PBL oppure *Atmospheric Boundary Layer*, ABL o semplicemente *Boundary Layer*, BL). Il resto della troposfera è indicato come atmosfera libera (*Free Atmosphere*, FA) in quanto in essa l'influenza della forza d'attrito è trascurabile e la turbolenza è localizzata nelle nuvole convettive e nelle correnti dette a getto .

Il PBL per la sua dislocazione nell'atmosfera ha un'influenza significativa sulla vita umana e sul piano climatico-meteorologico e ambientale; infatti:

- la sua composizione necessita di essere continuamente monitorata, in quanto l'essere umano trascorre la maggior parte della propria vita nel PBL;
- le previsioni meteorologiche riguardano essenzialmente il PBL;
- gli agenti inquinanti emessi dalle sorgenti presenti sulla terra vengono intrappolati nel PBL;
- la nebbia si forma nel PBL;
- l'aviazione, il commercio mercantile e la maggior parte delle attività umane vengono condotte nel PBL;
- la sorgente di energia più importante per l'intera atmosfera è la radiazione solare che, per la maggior parte, è assorbita dalla terra, e trasmessa al resto dell'atmosfera da processi fisici termodinamici che caratterizzano il PBL;
- circa il 50 % dell'energia cinetica dell'atmosfera è dissipata nel PBL attraverso l'attrito e la turbolenza;
- l'evoluzione dei temporali e degli uragani è legata alla crescita dell'umidità nel PBL;
- le sorgenti degli aerosol si trovano sulla superficie della terra e, quindi, il PBL ne contiene concentrazioni molto più alte rispetto alla libera atmosfera;
- i parametri del PBL (altezza, stratificazioni interne, ecc.), infine, si rivelano utili come parametri di input per l'applicazione di modelli atmosferici e per la validazione degli stessi.

Questi ed altri sono i motivi che hanno spinto la comunità scientifica a sviluppare uno studio approfondito del PBL, allo scopo di individuarne l'estensione, la dinamica e i relativi rapporti con l'uomo.

Nel seguito verranno descritte le caratteristiche principali del PBL, le cause (forzanti superficiali) e le modalità (movimenti tipici nel PBL) che influiscono sulla sua

evoluzione giornaliera. Vedremo che il PBL è soggetto ad intensi processi turbolenti e può essere caratterizzato attraverso il concetto di stabilità atmosferica, che fornisce un'indicazione del grado di mescolamento dell'aria e quindi dell'entità della turbolenza.

Data la complessità dei moti atmosferici, risultano molto complessi i modelli matematici di simulazione per lo studio della dinamica del PBL. Per una descrizione di prima approssimazione faremo le seguenti assunzioni:

- i volumi d'aria presi come riferimento per gli studi teorici sono infinitesimi rispetto alla massa d'aria dell'atmosfera e pertanto sono considerati come particelle;
- l'ambiente intorno alla particella è statico;
- i processi che riguardano la particella sono processi adiabatici;
- l'atmosfera è in equilibrio idrostatico;

2.2 Caratterizzazione del PBL

Il PBL si contraddistingue dal resto della troposfera principalmente per due motivi:

- è direttamente influenzato dalla morfologia della superficie terrestre, dai fenomeni che su di essa hanno luogo e da tutte le attività umane;
- ha una risposta temporale piuttosto rapida, dell'ordine di grandezza di un'ora o meno, alle sollecitazioni derivanti dalla superficie (forzanti superficiali); ciò non significa che il PBL raggiunga uno stato di equilibrio in tale lasso di tempo, ma solo che altera apprezzabilmente il suo stato iniziale.

I cambiamenti che si osservano nel PBL sono riconducibili alla concomitanza di una serie di fattori legati all'interazione tra superficie terrestre e lo strato di atmosfera sovrastante. Tali fattori, indicati con il termine di forzanti superficiali, hanno un carattere sia naturale che antropico ed includono la resistenza aerodinamica causata dalla forza d'attrito viscoso, l'evaporazione e la traspirazione, il riscaldamento e il raffreddamento, la morfologia del terreno, che induce modifiche del flusso d'aria, l'emissione di grandi masse di inquinanti (dovute a sorgenti naturali o umane).

Sono proprio questi forzanti che inducono continui cambiamenti nel PBL e influiscono sul suo spessore, provocandone una grande variabilità nello spazio e nel tempo. Il PBL si estende, infatti, dalla superficie terrestre fino ad un'altitudine variabile tra 0.5 e 2.5 km. Uno dei fattori principali che influisce sullo spessore del PBL è la variazione diurna della temperatura, grandezza questa che come si osserva in figura 2.2 è variabile con la quota, in prossimità della superficie terrestre.

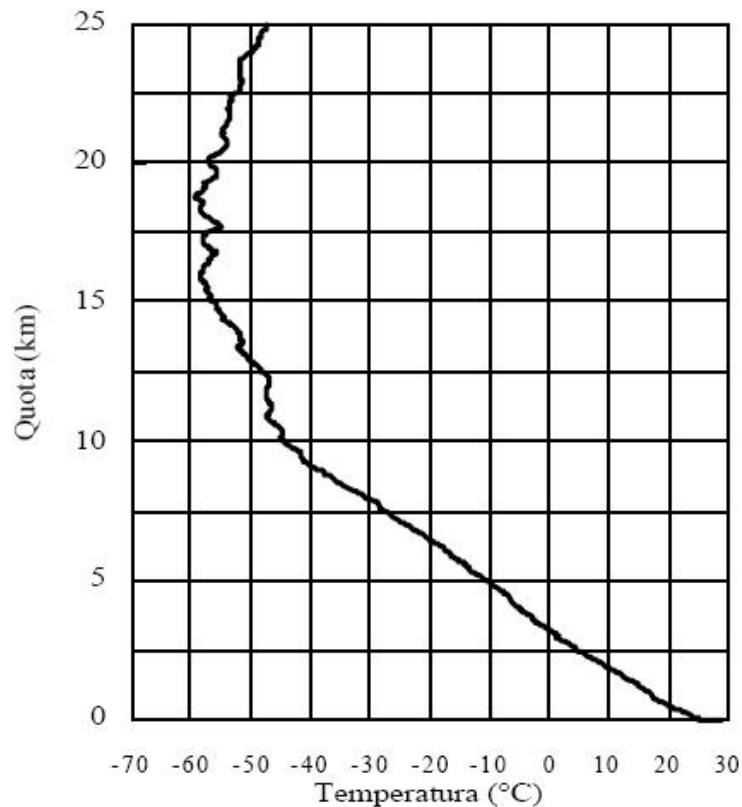


Figura 2.2: Profilo verticale della temperatura (30/9/2000, 12GMT, Milano Linate-Italia).

In generale, come si può notare anche dalla figura 2.3, in prossimità della superficie terrestre è osservabile un andamento ciclico in cui la temperatura cresce quando sorge il sole e poi diminuisce al tramonto.

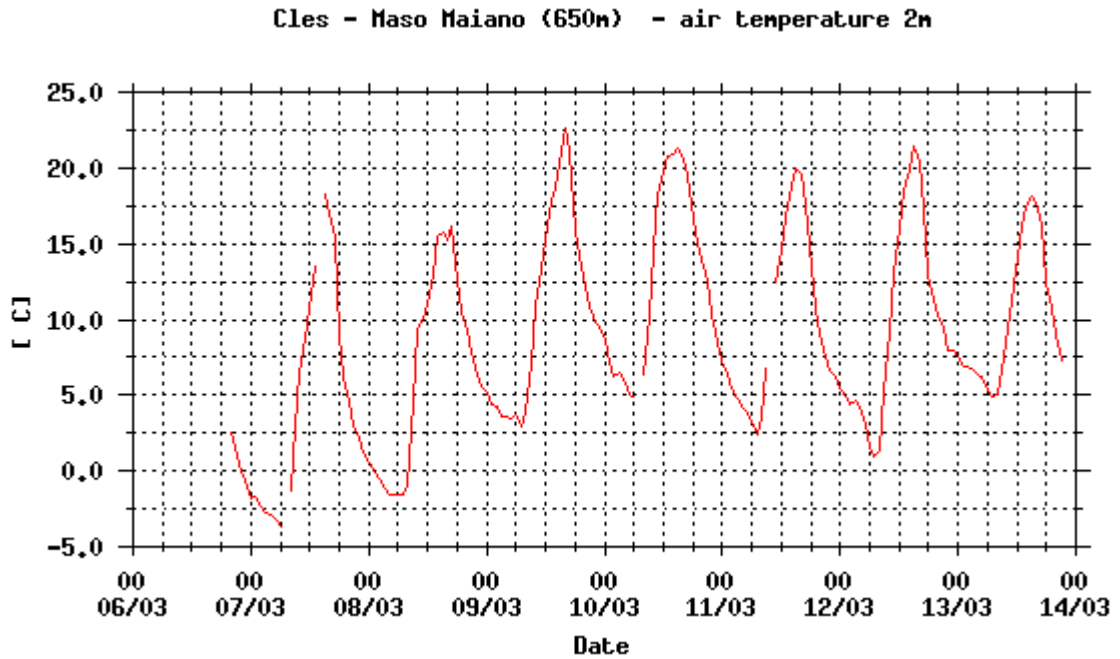


Figura 2.3: Evoluzione temporale della temperatura, in prossimità della superficie terrestre (Maso Maiano – Trentino – Italia).

Questo ciclo diurno della temperatura non è dovuto all'assorbimento diretto della radiazione solare da parte del PBL; la maggior parte dell'energia è infatti trasmessa alla terra, dove si registrano assorbimenti tipici dell'ordine del 90%. Pertanto sono le radiazioni provenienti dal basso che influiscono sul PBL, portando a un suo riscaldamento durante il dì e al raffreddamento radiativo di notte, con conseguenti continui cambiamenti della sua struttura interna, come verrà illustrato in dettaglio nel paragrafo dedicato alla struttura del PBL.

Del tutto in generale i cambiamenti del PBL indotti dai forzanti superficiali avvengono attraverso tipici movimenti che caratterizzano questo strato e che sono responsabili del trasporto da una regione all'altra di grandezze come l'umidità, il calore, la quantità di moto e gli inquinanti.

Tali movimenti hanno un'influenza significativa sul tempo meteorologico (cioè su tutta la serie di condizioni da cui esso dipende: variazione di intensità e direzione del vento, mutamenti di temperatura e di pressione atmosferica, precipitazioni) e sul piano ambientale.

2.3 Movimenti tipici nel PBL

I movimenti che avvengono in troposfera sono generalmente classificati in movimenti verticali rispetto alla superficie terrestre e in movimenti orizzontali; anche se di diversa entità e caratteristiche, essi interagiscono continuamente.

I movimenti orizzontali (cioè i venti) sono più complessi e più comuni di quelli verticali ed agiscono su scale diverse: da quelli a larga scala che costituiscono la circolazione generale della troposfera fino a circolazioni su scale più piccole, meno regolari e più localizzate (brezze).

Questi processi sono provocati da un ineguale riscaldamento solare della superficie terrestre, dovuto all'inclinazione dell'asse di rotazione terrestre. La differenza di temperatura sulla superficie terrestre produce piccole differenze orizzontali di pressione atmosferica tra punti che si trovano alla stessa quota dal livello del mare. Tale disparità favorisce lo spostamento orizzontale di masse d'aria, da zone ad alta pressione a zone a bassa pressione, cioè, l'insorgere dei venti, che si dividono in regolari ed onde.

I movimenti verticali, responsabili della formazione di nubi e delle precipitazioni, producono uno dei più importanti processi di trasporto nel PBL, la turbolenza, che in alcuni casi è usata per definire lo stesso PBL. Tale moto è generato da effetti non lineari e consiste in un insieme di vortici di dimensioni diverse che interagiscono tra loro, dando luogo a un moto caotico dell'aria. La maggior parte della turbolenza nel PBL è generata dai forzanti superficiali e può, pertanto, essere causata da effetti meccanici e/o da effetti termici.

Per quanto riguarda la turbolenza di origine meccanica, la causa di questo moto è legata all'attrito dell'aria con il suolo e alla viscosità stessa dell'aria. Siccome la viscosità di un gas aumenta all'aumentare della temperatura e siccome l'intensità dei venti diminuisce in prossimità della superficie terrestre per l'interazione dell'aria con la superficie e gli ostacoli presenti su di essa (alberi, edifici), si osserva che questo tipo di turbolenza non è uniforme in tutto il PBL ma risulta particolarmente intensa in prossimità della superficie terrestre, per poi scemare procedendo verso quote più alte, sia di giorno che di notte. Ciò produce un gradiente verticale di velocità che favorisce una condizione di instabilità nella massa del fluido.

La turbolenza d'origine termica è invece causata da significativi aumenti locali di temperatura prodotti dal riscaldamento della Terra, che a sua volta favorisce il

riscaldamento dal basso degli strati d'aria ad essa adiacenti. Questi strati si vengono a trovare al di sotto di strati più freddi e più densi che, per effetto del campo gravitazionale terrestre, discendono e spingono verso l'alto la zona più bassa e più calda della troposfera. Si stabilisce nella massa del fluido una circolazione continua e prevalentemente verticale, in cui masse d'aria calda producono correnti ascendenti (correnti termiche) a cui sono associate moti discendenti d'aria fredda. A questo fenomeno si attribuisce il nome di turbolenza convettiva.

I vortici associati ai moti turbolenti appena descritti (cioè quelli originati dai forzanti superficiali), sono quelli più intensi e raggiungono dimensioni che possono essere comparabili con lo spessore del PBL, cioè possono avere un diametro che va da 100 a 3000 m. Si comprende dunque perché, all'interno del PBL, la turbolenza costituisca un processo di trasporto più efficiente della diffusione molecolare e favorisca una rapidità di risposta ai forzanti superficiali, maggiore che non nel resto della troposfera, dove la quasi totale assenza di turbolenza rende estremamente lente le risposte e quasi nulli i mescolamenti dell'aria.

2.4 Ciclo diurno del PBL

In base alla definizione data all'inizio di questo capitolo, il PBL è influenzato direttamente dalla superficie terrestre, il suo spessore dipende fortemente dalla morfologia della superficie e dalle condizioni meteorologiche, risultato dell'interazione dei vari processi di trasporto che avvengono in questa zona.

Per quanto riguarda la natura della superficie, si osserva che sul mare la profondità del PBL varia lentamente nello spazio e nel tempo, a causa delle lente variazioni dei forzanti superficiali, dovute a loro volta, alla lenta variazione della temperatura della superficie marina, durante il ciclo diurno. Questo andamento della temperatura dipende dal continuo mescolamento delle masse d'aria sovrastanti la superficie del mare e dalla grande capacità termica del mare, che può dunque assorbire una notevole quantità di calore senza subire grosse alterazioni della sua temperatura.

Sulla terraferma, invece, in regioni di alta pressione, il PBL ha una struttura ben definita, correlata all'orografia della regione sottostante e fortemente variabile, anche se in modo regolare, durante la giornata (ciclo diurno del PBL).

Nonostante le diversità indicate, è possibile individuare una caratteristica comune del PBL sia sul mare che sulla terraferma. Esso risulta essere generalmente più sottile in zone di alta pressione piuttosto che in quelle di bassa pressione.

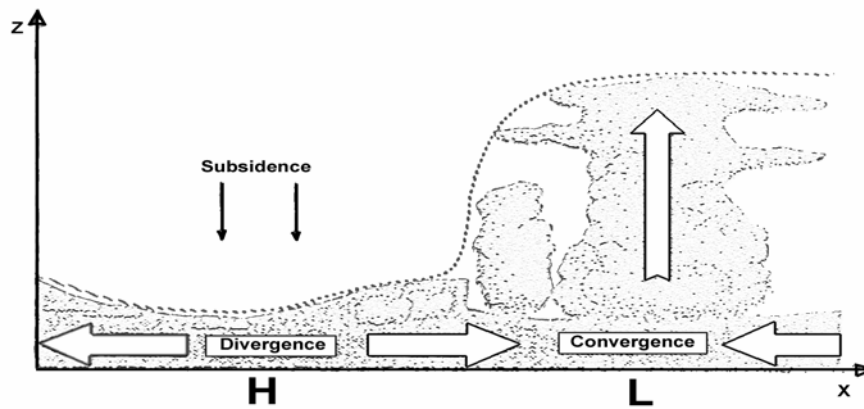


Figura 2.4: Effetto della pressione sulla variazione dello spessore del PBL.

In figura 2.4 si osserva che l'alta pressione causa uno schiacciamento dell'aria del PBL che si sposta orizzontalmente verso zone di bassa pressione (divergenza orizzontale dell'aria), dove attraverso moti convettivi, si allontana dalla superficie (convergenza verticale verso l'alto) e raggiunge l'alta troposfera. Allora, profondità ridotte del PBL sono associate a situazioni atmosferiche stabili e prive di nuvole. Nelle zone di bassa pressione, la convergenza e i moti convettivi favoriscono spostamenti di masse d'aria in verticale fino a quote elevate, causando la formazione di nuvole cumuliformi o stratocumuli. In queste circostanze è complicato stabilire fisicamente la sommità del PBL e per convenzione si assume come sua altezza la base delle nuvole.

Si è detto che l'atmosfera terrestre è parzialmente trasparente alla radiazione solare: la parte che di questa arriva al suolo viene assorbita e poi trasferita allo strato d'aria adiacente, cioè al PBL, sotto forma di calore sensibile (conduzione) oppure di calore latente sviluppato nei cambiamenti di stato acqua liquida - vapore acqueo e viceversa.

Di giorno predominano gli scambi energetici dovuti alla turbolenza convettiva e ai venti: al sorgere del sole, il suolo, inizialmente freddo, è riscaldato dalla radiazione solare provocando la formazione dei flussi verticali di calore sensibile e latente. Si sviluppa così uno strato convettivo turbolento al suolo, dovuto al moto ascensionale di sottili pennacchi di aria calda, soggetti ad una forza di galleggiamento positiva (correnti termiche ascendenti).

Quando il sole tramonta, l'azione radiativa in prossimità della superficie non si arresta immediatamente: si ha una riduzione graduale delle correnti termiche risalenti dalla superficie terrestre.

Di notte, il suolo si raffredda e l'aria a contatto con esso pure, divenendo più densa e arrestando ogni processo convettivo. Per lo stesso motivo, anche i venti diminuiscono. Pertanto di notte, predomina nel PBL un meccanismo di raffreddamento radiativo con scambi energetici ristretti a poche centinaia di metri a causa dell'opacità dell'aria (forte assorbimento nell'IR).

Il bilancio energetico appena descritto conferisce al PBL un tipico andamento giorno-notte, schematizzato in figura 2.5. Le condizioni convettive cominciano ad interessare l'atmosfera circa mezz'ora dopo il sorgere del sole, e l'altezza del PBL continua poi ad aumentare sino a raggiungere il suo valore massimo nel tardo pomeriggio, quando la temperatura superficiale del suolo presenta il suo valore più alto.

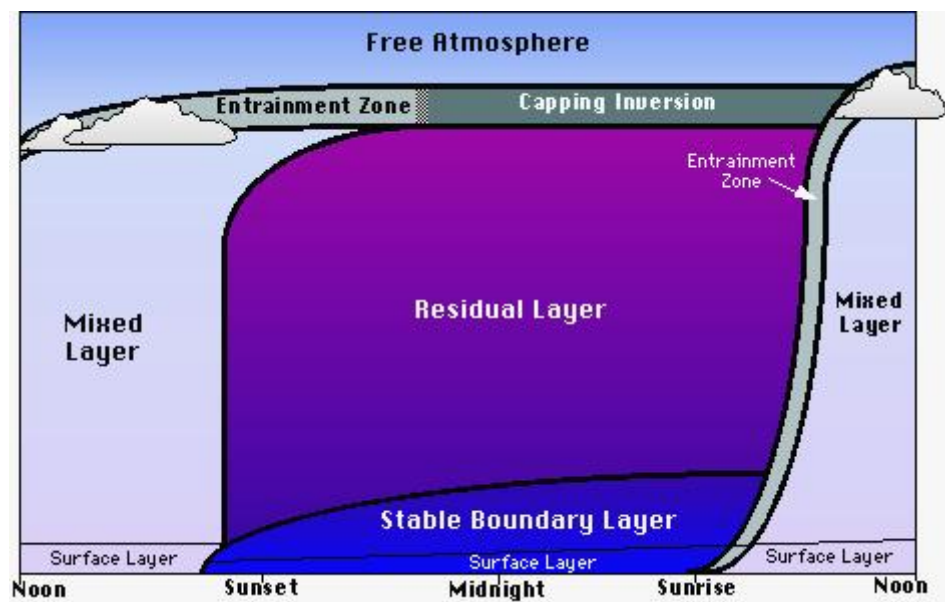


Figura 2.5: Struttura schematica dello strato limite planetario che si sviluppa sopra la superficie terrestre, in un ciclo giornaliero.

Si distinguono tre principali strutture, lo strato rimescolato (*Mixed Layer* o ML), lo strato residuo (*Residual Layer* o RL) e lo strato limite stabile (*Stable Boundary Layer* o SBL) che saranno descritte nel dettaglio di seguito. In particolare, quando la turbolenza convettiva domina il *Mixed Layer*, esso prende il nome di strato limite convettivo (*Convective Boundary Layer* o CBL). In presenza di nuvole, al di sopra del

ML, si trova un ulteriore strato detto *Cloud Layer*. Alla sommità del PBL si trova uno strato atmosferico, detto *Entrainment Zone* (EZ), che cattura l'aria della libera atmosfera trasferendola nel ML. In esso si sviluppa una condizione di inversione termica, vale a dire un incremento della temperatura con la quota, che conferisce una grande stabilità e blocca la propagazione delle correnti termiche ascendenti al di fuori del PBL, confinando la turbolenza nello strato limite.

A contatto con la superficie terrestre è possibile individuare, come è evidente in figura 2.5, un ulteriore strato, detto strato superficiale (*Surface Layer* o SL), che costituisce il fondo del BL: in esso i flussi turbolenti e le sollecitazioni dalla superficie sono relativamente costanti, con variazioni della loro intensità di meno del 10%. Pertanto l'altezza totale dello strato superficiale costituisce il 10% dell'altezza totale del PBL. Sopra questo strato si sviluppa il *Mixed Layer* o lo *Stable Boundary Layer* in base alla temperatura.

2.4.1 Strato limite convettivo

Lo strato limite convettivo è così definito in quanto il meccanismo di trasporto in esso dominante è la turbolenza di tipo convettivo, dovuta da una parte al trasferimento di calore dal suolo riscaldato dalla radiazione solare e dall'altra al raffreddamento radiativo dalla sommità del *Cloud Layer*.

Il primo fenomeno dà luogo a correnti termiche ascendenti che possono produrre a quote elevate, colonne d'aria della larghezza di alcune centinaia di metri, con un massimo di velocità verticale di 2-5 m/s; il secondo, invece, dà luogo a correnti d'aria fredda discendenti. L'intervallo temporale nel quale le sollecitazioni da terra sono trasmesse all'intero CBL, è dell'ordine di 20-30 minuti (tempo convettivo di scala); questo rappresenta il tempo tipico impiegato dall'aria per circolare tra la base e la sommità del CBL.

Sebbene la convezione sia il meccanismo dominante nella produzione di turbolenze nel CBL, tuttavia anche in presenza di vento particolarmente intenso si ha la formazione di uno strato ben miscelato (turbolenza di origine meccanica).

Dunque, la turbolenza nello strato convettivo produce un intenso rimescolamento dell'aria che conferisce uniformità verticale a grandezze come calore, umidità, quantità

di moto e grandezze meteorologiche caratteristiche come la velocità e la direzione del vento e la temperatura potenziale.

All'interno dello strato convettivo si possono, quindi, individuare tre sottostrati:

- lo strato superficiale (*Surface Layer* o SL): strato instabile, dipende fortemente da quanto avviene sulla superficie terrestre. È caratterizzato da un *lapse rate* superadiabatico ($\gamma > \gamma_d$)¹ e da una elevata concentrazione di inquinanti, data la sua vicinanza con la Terra. In esso i venti diminuiscono di intensità fino ad annullarsi in prossimità del suolo;
- lo strato rimescolato (*Mixed Layer* o ML): si sviluppa nella parte centrale del CBL e presenta un profilo di temperatura quasi adiabatico (atmosfera quasi neutra: c'è un uguale tasso di turbolenza nelle varie direzioni). Questo strato è caratterizzato da un intenso mescolamento dell'aria che dà luogo a profili uniformi di temperatura potenziale² e a venti con velocità e direzione costanti. L'umidità diminuisce con la quota perché dal basso si ha l'evaporazione dell'acqua presente in superficie (piante, terreno, ...) e dall'alto la cattura di aria più secca;
- l'entrainment zone: definisce la zona di transizione tra il ML e la libera atmosfera. È uno strato stabile subadiabatico³ che ostacola la propagazione delle correnti termiche ascendenti dal ML verso la libera atmosfera. Quando tale impedimento è sufficientemente forte, generalmente di notte, si ha in questo strato l'inversione termica, che provoca una deviazione laterale delle masse d'aria che si muovono verso l'alto (updrafts), con successiva deflessione verso il basso e produzione di correnti d'aria discendenti (downdrafts). In questo caso l'EZ è detto strato stabile di inversione (*Capping Inversion*).

¹ Per *lapse rate* si intende il tasso di diminuzione della temperatura con la quota ed è definito da $\gamma = -dT/dz$. Un *lapse rate* superadiabatico indica una atmosfera convettiva ed instabile. Il gradiente di

temperatura adiabatico secco, γ_d , è definito da $\gamma_d = -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{c_p} = 9.8^\circ K / km$.

² Temperatura che una massa d'aria, inizialmente a pressione p e temperatura T , assumerebbe se venisse portata adiabaticamente alla pressione di 1000 hPa. È un elemento conservativo delle masse d'aria secche e il suo logaritmo è proporzionale all'entropia dell'aria. Generalmente, la T.P. aumenta con la quota.

³ Stratificazione stabile con gradiente termico verticale positivo

L'inizio della crescita del CBL si osserva circa mezz'ora dopo il sorgere del sole; durante il corso della giornata lo spessore del CBL continua a crescere grazie alla cattura di aria dallo strato sovrastante meno turbolento (che può essere lo strato limite stabile o lo strato residuale). La profondità massima è raggiunta nel tardo pomeriggio, quando la temperatura superficiale del suolo ha raggiunto il suo valore più alto. Una mezz'ora circa dopo il tramonto, il CBL comincia a 'decadere' ed origina lo Strato Residuale (RL), cioè quella regione caratterizzata da una stratificazione pressoché neutra, in cui è presente una turbolenza residua, che si trasformerà poi nello strato limite stabile notturno vicino al suolo. È evidente, da quanto detto, che la presenza di nuvole influisce sul grado di insolazione della superficie terrestre. In presenza di nubi, infatti, l'intensità delle correnti termiche e, quindi, la crescita del CBL è rallentata. Inoltre in situazioni di copertura nuvolosa particolarmente intensa (nuvole molto spesse), è possibile che la turbolenza di origine termica sia quasi completamente assente, tanto da poter ricondurre i processi di trasporto alla sola turbolenza d'origine meccanica. Ciò induce un ulteriore rallentamento nello sviluppo del ML.

La presenza dell'EZ provoca il confinamento dei processi turbolenti sotto tale zona e ciò ha un notevole riscontro nella dinamica atmosferica degli inquinanti che restano intrappolati nel PBL. In figura 2.6 è mostrato l'andamento della concentrazione di inquinanti così come si sviluppa in questo strato durante un ciclo diurno.

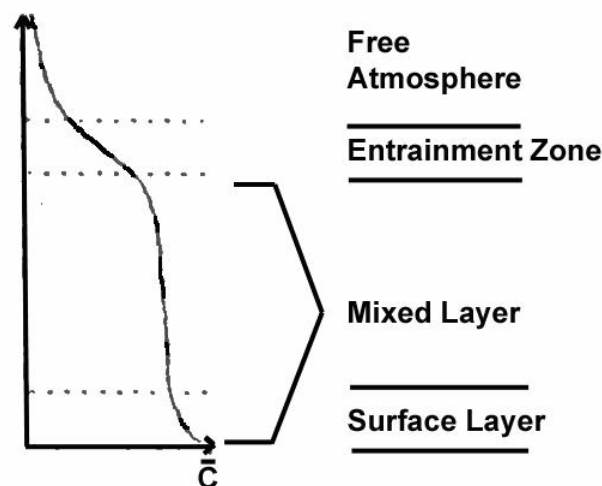


Figura 2.6: Andamento della concentrazione degli inquinanti nello strato limite convettivo.

L'altezza del PBL, relazionata all'evoluzione diurna del CBL, è definita come la quota in corrispondenza della quale si ha la prima inversione termica in quota.

2.4.2 Strato residuale

Lo strato residuale (*Residual Layer* o RL) è il residuo del *Mixed Layer*, quando le correnti termiche ascendenti non si formano più ed i moti turbolenti di tipo convettivo diminuiscono di intensità. Tale strato è detto residuale perchè conserva le variabili di stato che caratterizzavano il ML al tramonto.

L'inizio della formazione del RL, si verifica circa mezz'ora prima del tramonto quando la radiazione solare è debole e non riesce a fornire l'opportuno grado di insolazione alla Terra per innescare i moti convettivi. Si sviluppano così, processi turbolenti deboli, di origine prevalentemente meccanica a carattere isotropo, che conferiscono al RL una struttura atmosferica neutra⁴, con un tasso di raffreddamento più o meno uniforme (di circa 1°K/100m). A parte la variazione della struttura della turbolenza e la modificazione del gradiente verticale della temperatura potenziale, l'andamento delle rimanenti variabili atmosferiche non subisce variazioni di rilievo rispetto a quello che presentavano nello strato rimescolato precedente la formazione dello strato residuo.

Gli inquinanti introdotti in quota durante il giorno, attraverso i processi di mescolamento che avvengono nel ML, rimangono sospesi nel RL durante la notte, subendo una diffusione simmetrica attorno all'asse orizzontale definito dalla direzione del vento e passante per la quota raggiunta dagli inquinanti di giorno.

Resta da sottolineare che lo strato residuale non essendo a contatto diretto con il suolo non è direttamente influenzato dai forzanti superficiali (non rientra dunque nella definizione data di PBL): il suo fondo viene modificato in conseguenza delle variazioni dello spessore dello strato d'aria sottostante, lo strato limite stabile, che si forma di notte contemporaneamente al RL.

⁴ È praticamente impossibile incontrare un'atmosfera in condizioni perfettamente neutre; ad ogni modo situazioni favorevoli ad una stratificazione neutra dell'atmosfera si verificano in condizioni di cielo coperto e molto nuvoloso e con una moderata intensità del vento, sia di giorno sia di notte, o durante le transizioni tra giorno e notte. Un tipico caso in cui si parla di atmosfera in condizioni neutre è anche quello di giornate caratterizzate da venti di forte intensità (turbolenza puramente meccanica).

2.4.3 Strato limite stabile

Poco prima del tramonto, contemporaneamente alla formazione del RL, comincia a formarsi un altro strato che è a contatto diretto con la superficie terrestre e che delimita il fondo del RL. Tale strato è detto strato limite stabile (*Stable Boundary Layer*, SBL o *Nocturnal Boundary Layer*, NBL) perché in esso i moti convettivi sono praticamente nulli. Infatti, la sua comparsa è collegata al raffreddamento radiativo terrestre che si verifica quando, in assenza della radiazione solare, la Terra emette radiazione IR, cedendo calore all'atmosfera per irraggiamento. L'evoluzione di questo strato resta vincolata a tale fenomeno ed è caratterizzata da una crescita a spese dello spessore del RL, in concomitanza con il progredire del raffreddamento degli strati d'aria adiacenti alla superficie terrestre all'avanzare della notte. La profondità dello SBL raggiunge il suo massimo valore al sorgere del sole (progressivo raffreddamento dell'aria) e poi comincia a ridursi dal basso, all'alba del giorno successivo, quando comincia a riformarsi il ML (progressivo riscaldamento del suolo).

Si genera, dunque, uno strato di inversione termica al suolo che produce una debole turbolenza nello SBL, dovuta solo a fattori meccanici; essa si genera in prossimità della superficie e diminuisce rapidamente con la quota. Questa situazione favorisce una stratificazione stabile dell'atmosfera con un certo mescolamento dell'aria più significativo in prossimità del suolo; dopodiché la turbolenza diminuisce dolcemente all'aumentare della quota, originando una stratificazione neutra in cui i rimescolamenti dell'aria sono quasi assenti (figura 2.7).

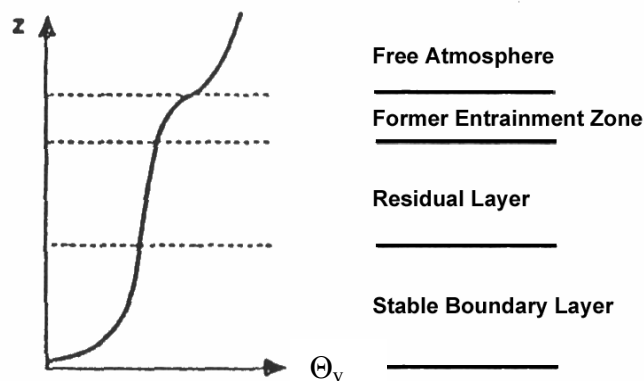


Figura 2.7: Andamento notturno della temperatura potenziale virtuale⁵ media in funzione della quota, quando si sviluppa lo SBL in concomitanza all'RL, all'interno del PBL.

L'elevata stabilità registrata in prossimità del suolo può condurre in questa zona a un'inversione termica (strato notturno di inversione al suolo) che impedisce ogni moto verticale di una massa d'aria, sia verso l'alto che verso il basso. Il moto verso l'alto è impedito perché a seguito di un'espansione adiabatica, una massa d'aria si troverebbe a temperature inferiori a quelle dell'aria circostante. Il moto verso il basso pure è impedito perché la particella manterrebbe una temperatura superiore a quella dell'aria circostante e quindi tenderebbe comunque a ritornare nella sua posizione iniziale.

La profondità dello SBL è difficile da quantificare perché in molti casi tale strato (diversamente dal CBL che ha un limite superiore ben definito dall'*Entrainment Zone*) si confonde nel RL sovrastante, senza la possibilità di individuare una forte demarcazione del suo confine. Esistono varie definizioni dell'altezza dello SBL basate sul confronto tra il suo strato superiore, la base del RL, e quello inferiore, la sommità del RL. Spesso l'altezza dello SBL è associata alla quota più bassa a cui avviene l'inversione, cioè corrisponde al primo punto in quota dove il gradiente termico della temperatura diventa adiabatico, condizione che si esprime come segue: $\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$.

La definizione data dello spessore dello SBL è difficile da applicare nella realtà, in quanto il gradiente della temperatura potenziale si avvicina a zero senza mai assumere tale valore. L'ordine di grandezza dello spessore dello SBL va da poco più di zero (in corrispondenza della formazione dello SBL) fino a oltre 1000 m al mattino, anche se tipicamente si hanno spessori di circa 100÷500 m. Lo SBL può formarsi anche di giorno quando il cielo è coperto da un sottile strato di nubi oppure ogni volta che la superficie terrestre è più fredda degli strati d'aria sovrastanti. Questa eventualità si verifica in prossimità delle coste o dopo il passaggio di un fronte caldo; in tali situazioni si ha la formazione di una stratificazione molto stabile dell'atmosfera che favorisce la formazione dello strato di inversione.

⁵ La temperatura potenziale virtuale è la temperatura potenziale per la quale si tenga anche conto l'esistenza dell'umidità nell'aria ed è definita come $\theta_v = \theta(1 + 0.61r)$, con r rapporto di mescolanza del vapor d'acqua.

2.5 Cenni sui metodi per lo studio del PBL

Uno studio classico dello strato limite planetario è basato sull'esame del sondaggio termodinamico. Considerando le variazioni delle grandezze termodinamiche all'interfaccia tra PBL e FA, risulta che la sommità del BL è spesso contrassegnata da un'inversione termica in quota. Inoltre, si osserva in corrispondenza della transizione verso la FA un brusco cambiamento della composizione della massa d'aria, una diminuzione dell'umidità relativa e lo sviluppo di venti geostrofici⁶. La difficoltà principale associata a questo tipo di approccio, che richiede un sondaggio dell'intera atmosfera, consiste nell'effettuare misure in più punti lungo la superficie terrestre e a quote diverse dell'atmosfera. Il monitoraggio in superficie dell'atmosfera può essere eseguito attraverso opportune stazioni a terra, dotate della strumentazione adatta alla misurazione dei parametri meteorologici, quali anemometri, igrometri e radiosonde. L'indagine in quota viene effettuata tramite aerei o palloni meteorologici in quota. I dati raccolti sono rielaborati per ottenere profili atmosferici in corrispondenza di ciascuna delle postazioni in cui è lanciato un pallone. A partire da tali dati e dai profili che se ne ricavano, si ottengono simulazioni e modelli atmosferici per le previsioni meteorologiche e per il trasporto, la dispersione, la deposizione e la concentrazione degli inquinanti. Scopo di questa tesi di dottorato è l'investigazione del PBL con tecniche diversificate grazie alla possibilità di elaborare dati raccolti con strumentazione lidar, da aereo, da installazioni fisse e con la possibilità di eseguire simulazioni sull'evoluzione del PBL.

⁶ Si definisce vento geostrofico un moto orizzontale rettilineo uniforme senza attrito, risultato dell'equilibrio tra la forza di gradiente barico e forza di Coriolis.

Capitolo 3

I modelli meteorologici e le equazioni fondamentali del flusso atmosferico

3.1 Introduzione

La descrizione dei campi meteorologici riveste grande importanza nello studio dei fenomeni che avvengono nello strato limite planetario (tra questi ricordiamo l'inquinamento atmosferico). I modelli meteorologici permettono di ricostruire l'evoluzione spazio-temporale delle variabili che descrivono il flusso atmosferico, attraverso un set di equazioni dinamiche e termodinamiche. Essi possono essere usati sia in fase previsionale, per valutare l'evoluzione delle condizioni meteorologiche, che come preprocessori di modelli di dispersione nelle attività di analisi dei problemi legati all'inquinamento. L'applicazione di modelli di qualità dell'aria, infatti, richiede spesso una conoscenza della struttura meteorologica dell'area in esame che le misure non sono in grado di fornire né come grado di dettaglio, né come tipologia di variabili monitorate. In funzione della scala di applicazione i modelli meteorologici possono essere distinti in:

- modelli a scala globale o planetaria, che hanno come dominio di calcolo l'intero pianeta e ricostruiscono la circolazione di grande scala;
- modelli ad area limitata o a mesoscala, che operano su scale dell'ordine delle migliaia di chilometri;
- modelli a scala regionale e locale, che operano su domini dell'ordine delle decine/centinaia di chilometri e permettono di ricostruire le influenze locali del flusso atmosferico (effetti dell'orografia, presenza di interfacce eterogenee, ecc.).

La scelta della lunghezza di scala, in funzione della quale alcuni fenomeni possono essere considerati trascurabili, è determinante perché consente di introdurre semplificazioni nelle equazioni da risolvere. Alcuni modelli implementano set diversi di equazioni in modo da poter essere applicati su scale diverse ed in condizioni diverse:

la circolazione atmosferica a scala locale è determinata infatti dall'interazione di moti atmosferici caratteristici di differenti scale spaziali. In ogni caso è importante che i forzanti fisici di interesse e le risposte ad essi siano adeguatamente riprodotte nei modelli. In questo modo il modello meteorologico può descrivere esplicitamente l'evoluzione della meteorologia locale (es. lo sviluppo delle brezze costiere), tenendo conto delle condizioni meteorologiche generali e della loro evoluzione (es., il sopraggiungere di una perturbazione).

3.2 Modelli meteorologici diagnostici e prognostici

La ricostruzione dei campi meteorologici su un'area prefissata può essere effettuata mediante l'utilizzo di due classi differenti di modelli: modelli diagnostici e i modelli prognostici.

I *modelli diagnostici* permettono di estrapolare un campo di vento stazionario e di temperatura su di un grigliato prestabilito a partire da un numero sufficiente di misure al suolo ed in quota tenendo conto delle caratteristiche orografiche del sito e di eventuali vincoli fisici. I limiti di questi modelli nell'applicazione a mesoscala risiedono nel fatto che, non essendo implementate in essi le equazioni dei processi fisici dinamici e termodinamici, il completamento delle informazioni nelle zone dove le misure sono assenti poggia pesantemente su metodi interpolativi di scarsa consistenza fisica. Tali modelli, infatti, non possono avere, nello spazio e nel tempo, un dettaglio superiore a quello del set di osservazioni disponibili (Sherman, 1978; Goodin et al., 1980; Scire et al., 2000). D'altro canto le osservazioni sono spesso insufficienti per risolvere le caratteristiche della circolazione atmosferica tanto su scala locale, quanto talvolta su scala regionale. Molte di queste caratteristiche tridimensionali, come ad esempio le brezze di mare e le correnti nei bassi strati (low-level jets), hanno infatti scale che richiedono misure orarie e risoluzioni spaziali di 50 km o meno per definire la loro struttura ed evoluzione, ma solo pochi studi hanno avuto sinora a disposizione reti di misura in grado di fornire questa risoluzione (Ranzieri e Thuillier, 1991; Bowne e Shearer, 1991; Miglietta, 2001). Oltre che essere fortemente dipendenti dalla qualità e densità delle osservazioni, i modelli diagnostici devono tener conto della topografia del terreno così come dei vincoli della conservazione della massa (Pielke e Uliasz, 1998). A parte queste limitazioni, i modelli diagnostici sono molto utilizzati come preprocessori per i modelli di dispersione di inquinanti in atmosfera (per es.,

CALMET-CALPUFF-CALGRID), dal momento che essi contengono al loro interno moduli per il calcolo dei parametri caratteristici del boundary layer. Inoltre la loro applicazione risulta semplice e veloce, i costi computazionali restano bassi, non richiedono l'impiego di personale con esperienze specialistiche e sono quindi in genere ideali per studi di *regulatory* ambientale.

I **modelli prognostici** sono in grado di descrivere, a partire da una situazione iniziale fornita su tutto il dominio, l'evoluzione nel tempo e nello spazio dei fenomeni atmosferici attraverso l'integrazione di un sistema di equazioni differenziali. Tale sistema viene risolto numericamente su un grigliato tridimensionale con una coordinata verticale che tiene conto dell'orografia. I modelli prognostici hanno una serie di vantaggi rispetto a quelli diagnostici. Il più importante è la loro capacità di risolvere, attraverso una serie di griglie innestate e con risoluzione sempre più fine, circolazioni atmosferiche sia su la mesoscala (grandi perturbazioni) che sulla scala locale, una volta fissate appropriate condizioni sinottiche iniziali. L'utilizzo di struttura con scala più fine è condizionato tanto dalla forzante topografica risolta nel modello quanto dalla forzante dinamica interna (Anthes, 1983). Un punto critico dei modelli prognostici è la sensibilità alle condizioni iniziali e al contorno e quindi alle incertezze legate ai dati di input che spesso ha indotto condizioni per cui le previsioni del modello divergevano dalle osservazioni (Kumar e Russell, 1996). Si può comunque affermare che l'introduzione di nuove tecniche di assimilazione dati come condizioni iniziali e al contorno ha migliorato notevolmente le capacità previsionali di tali modelli, che diventano sempre più una componente necessaria alla realizzazione di sistemi di previsione della qualità dell'aria.

3.3 Equazioni base della fluidodinamica

Le caratteristiche fisiche dell'atmosfera terrestre, ed in particolare del PBL (pressione, temperatura, densità composizione chimica), si riferiscono per convenzione all'atmosfera standard (STP) che è caratterizzata dalle seguenti grandezze:

Temperatura standard $T = 0\text{ }^{\circ}\text{C}$

Pressione standard $P = 760\text{ mmHg} = 1013.246\text{ millibar}$

Gravità standard $g = 980.665 \frac{cm}{s^2}$

Densità standard $\rho = 0.001293 \frac{g}{cm^3}$

Massa molecolare media $m = 4.810 \times 10^{-23} g$

Il sistema di equazioni che governano la dinamica e la termodinamica di un flusso atmosferico sono:

1) Equazione di stato o legge dei gas perfetti:

$$p = \rho R T_v \quad (3.1)$$

dove p è la pressione dell'ambiente, ρ è la densità dell'aria umida, R è la costante dei gas per l'aria secca e T_v è la temperatura virtuale ed è pari a quella che l'aria secca dovrebbe avere alla stessa densità e alla stessa pressione.

2) Equazione di conservazione della massa:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u_j)}{\partial x_j} = 0 \quad (3.2)$$

dove ρ è la densità del fluido ed u_j è la j -esima componente del vettore velocità del vento. Inoltre essendo $\frac{d\rho}{dt} \frac{1}{\rho} \ll \frac{\partial u_j}{\partial x_j}$, l'equazione si riduce a $\frac{\partial u_j}{\partial x_j} = 0$,

(approssimazione di incompressibilità).

3) Equazione di Navier-Stokes o di conservazione del momento meccanico:

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} - \delta_{i3} g - 2\varepsilon_{ij3} \Omega_j u_k \quad (3.3)$$

I II III IV V VI

dove δ_{i3} è il delta di Kronecker, g è la accelerazione di gravità, ε_{ijk} è il tensore completamente antisimmetrico che assume valori (1, -1, 0) a seconda del tipo di permutazione dei pedici ijk e Ω_{ij} è la velocità angolare di rotazione terrestre. Spesso il termine VI si scrive come $+f_c \varepsilon_{ij3} u_j$ dove il parametro di Coriolis è definito da $f_c = 2\Omega \sin \phi$, con ϕ latitudine e Ω il modulo della velocità angolare di rotazione terrestre. Inoltre, assumendo che valga l'incompressibilità, il termine IV si può scrivere:

$\nu \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_j^2}$ dove ν è la viscosità cinematica. Il I termine rappresenta la variazione locale del

momento; il II è il termine di avvezione; il III è il termine legato al gradiente di

pressione; il IV rappresenta l'influenza degli stress viscosi sul moto: τ_{ij} è il tensore degli sforzi di Newton ed è così definito: $\tau_{ij} = \mu \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) + \left(\mu_B - \frac{2}{3} \mu \right) \frac{\partial u_k}{\partial x_k} \delta_{ij}$ con μ e μ_B coefficienti d'attrito tipici del fluido in esame; il V termine è relativo alla forza di gravità e il VI è il termine di Coriolis e descrive l'effetto della rotazione terrestre sul moto.

4) Equazione di conservazione dell'umidità:

$$\frac{\partial q_t}{\partial t} + u_j \frac{\partial q_t}{\partial x_j} = v_q \frac{\partial^2 q_t}{\partial x_j^2} + \frac{S_{qt}}{\rho_{air}} \quad (3.4)$$

dove q_t è l'umidità specifica dell'aria (definita come massa di vapore acqueo per unità di massa d'aria), v_q è la diffusività molecolare del vapore acqueo ed S_{qt} è la somma dei pozzi/sorgenti di vapore durante i cambiamenti di fase.

5) Equazione di conservazione del calore:

Per definire tale equazione è necessario ricordare che in atmosfera una particella elementare d'aria si muove verticalmente in modo adiabatico e il suo gradiente di temperatura è dato da:

$$\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{g}{C_p} \cong 0.0098^\circ \text{Cm}^{-1} \quad (3.5a)$$

dove C_p è il calore specifico a pressione costante. Questa variazione di temperatura di circa un grado ogni 100 metri è la condizione che si verifica nel PBL nel caso in cui il rimescolamento di masse d'aria pulita e inquinata avvenga in presenza di turbolenza di origine meccanica o di forte vento.

Tuttavia, nell'atmosfera, a causa della presenza del vapore acqueo che provoca uno scambio di calore con l'ambiente durante i processi di espansione e compressione, risulta più comodo introdurre il concetto di temperatura potenziale virtuale, definita da

$$\theta_v = T_v \left(\frac{1000}{p} \right)^{0.286} \quad \text{che è quella che l'aria secca dovrebbe avere per eguagliare la}$$

densità dell'aria umida alla stessa pressione reale della particella d'aria. Utilizzando questa temperatura potenziale, l'equazione di conservazione del calore si può scrivere:

$$\frac{\partial \theta_v}{\partial t} + u_j \frac{\partial \theta_v}{\partial x_j} = v_\theta \frac{\partial^2 \theta_v}{\partial x_j^2} - \frac{1}{\rho C_p} \left(\frac{\partial Q_i}{\partial x_j} \right) - \frac{L_p E}{\rho C_p} \quad (3.5b)$$

dove ν_θ è il coefficiente di diffusività termica, L_p è il calore latente associato ai cambiamenti di fase della massa E di vapore acqueo e Q_j è la componente della radiazione netta nella j -esima direzione. Al primo membro di questa equazione compaiono la variazione temporale e il termine di avvezione del calore; al secondo membro troviamo il termine di diffusione molecolare e la somma dei pozzi/sorgenti di calore associata ai cambiamenti di fase.

6) Equazione di conservazione di una quantità scalare:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u_j \frac{\partial C}{\partial x_j} = \nu_c \frac{\partial^2 C}{\partial x_j^2} + S_c + R_c \quad (3.6)$$

dove ν_c è la diffusività molecolare del costituente C , S_c è il termine di sorgente ed R_c è il termine di rimozione. Questo sistema di equazioni è sufficiente per descrivere la dinamica dello strato limite.

3.3.1 Le equazioni di Reynolds e il problema della chiusura

Sebbene, date le opportune condizioni iniziali e al contorno, il set di equazioni (3.1 – 3.6) sia completo, la sua soluzione esatta non è possibile per la presenza di termini non lineari. Da qui la necessità di adottare, per lo studio della turbolenza, un approccio statistico. Reynolds nel 1895 ipotizzò che ogni grandezza, scalare o vettoriale, potesse essere espressa come la somma di una componente media, \bar{A} , e di una turbolenta, A' , secondo la relazione:

$$A = \bar{A} + A' \quad (3.7)$$

In figura 3.1 è mostrato un tipico andamento globale del vento nel PBL; si può notare una certa costanza del valor medio del vento ed un'oscillazione attorno a tale valore che si chiama appunto varianza del vento medio.

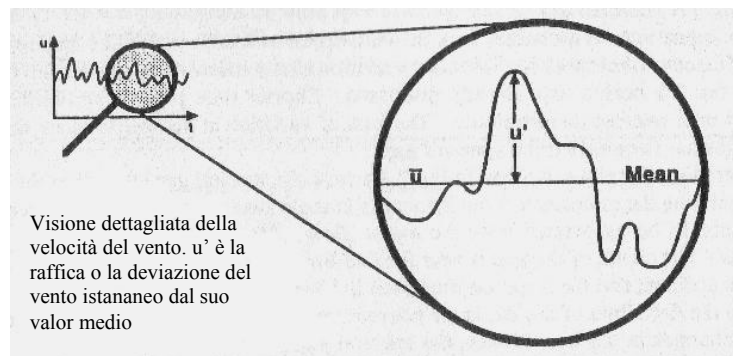


Figura 3.1: Andamento del vento complessivo. Il vento totale può essere separato in una componente media ed in una parte turbolenta.

Sostituendo questo tipo di decomposizione nel set di equazioni (3.1-3.6) e mediando si ottengono nuove equazioni per le variabili medie, note come equazioni di Reynolds (Stull, 1988):

1. Equazione di stato:

$$\overline{p} = R\overline{\rho}T_v \quad (3.8)$$

2. Equazione di continuità:

$$\frac{\partial \overline{u}_j}{\partial x_j} = 0 \quad (3.9)$$

3. Equazione di conservazione del momento meccanico:

$$\frac{\partial \overline{u}_i}{\partial t} + \overline{u}_j \frac{\partial \overline{u}_i}{\partial x_j} = -\frac{1}{\overline{\rho}} \frac{\partial \overline{p}}{\partial x_i} + \nu \frac{\partial^2 \overline{u}_i}{\partial x_j^2} - \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\overline{u'_j u'_i} \right) - \delta_{i3} g + f_c \varepsilon_{ij3} \overline{u}_j \quad (3.10)$$

in questa equazione viene introdotto il termine $\overline{u'_j u'_i}$ che genera un tensore del secondo ordine, detto tensore degli stress di Reynolds.

4. Equazione di conservazione dell'umidità:

$$\frac{\partial \overline{q}_t}{\partial t} + \overline{u}_j \frac{\partial \overline{q}_t}{\partial x_j} = \nu_q \frac{\partial^2 \overline{q}}{\partial x_j^2} + \frac{S_{qt}}{\overline{\rho}_a} - \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\overline{u'_j q'_t} \right) \quad (3.11)$$

5. Equazione di conservazione del calore:

$$\frac{\partial \overline{\theta}_v}{\partial t} + \overline{u}_j \frac{\partial \overline{\theta}_v}{\partial x_j} = \nu_\theta \frac{\partial^2 \overline{\theta}_v}{\partial x_j^2} - \frac{1}{\overline{\rho} C_p} \left(\frac{\partial \overline{Q}}{\partial x_j} \right) - \frac{L_v E}{\overline{\rho} C_p} - \frac{\partial \left(\overline{u'_j \theta'_v} \right)}{\partial x_j} \quad (3.12)$$

6. Equazione di conservazione di una quantità scalare:

$$\frac{\partial \overline{C}}{\partial t} + \overline{u}_j \frac{\partial \overline{C}}{\partial x_j} = \nu_c \frac{\partial^2 \overline{C}}{\partial x_j^2} + S_c - \frac{\partial \left(\overline{u'_j C'} \right)}{\partial x_j} \quad (3.13)$$

Il set di equazioni (3.8 - 3.13), tuttavia, non è di nuovo un sistema chiuso, in quanto sono state introdotte nuove incognite, gli stress di Reynolds, che rappresentano dei flussi turbolenti. Per risolvere il sistema bisognerebbe avere delle equazioni aggiuntive per tali termini, ma queste conterrebbero al loro interno incognite di ordine successivo. Per risolvere questo problema, noto come problema della chiusura, è necessario

considerare un numero limitato di equazioni e parametrizzare le quantità sconosciute in termini di quantità note. Generalmente si distinguono due tipi di chiusura:

- chiusura locale: una quantità nota in un punto dello spazio viene parametrizzata tramite quantità note o gradienti di queste nello stesso punto; questo tipo di chiusura assume quindi che la turbolenza possa essere trattata in analogia alla diffusione molecolare;
- chiusura non locale: una quantità sconosciuta in un punto dello spazio viene parametrizzata tramite quantità note ma in punti diversi dello spazio; si assume quindi che la turbolenza sia originata da vortici le cui dimensioni coprono l'intero spettro dei moti turbolenti.

Nella chiusura di ordine zero si trascurano i termini turbolenti della microscala e si studia il comportamento delle sole variabili medie come funzioni del tempo e dello spazio. Questo tipo di chiusura in realtà non segue nessun tipo di parametrizzazione, quindi non si può considerare né locale né non locale.

Una chiusura locale al primo ordine è quella nota come *teoria-k* o teoria del flusso-gradiente. Tale teoria assume, in analogia alla diffusività molecolare, che i flussi turbolenti siano correlati ai gradienti medi per mezzo di un coefficiente di scambio K , noto come coefficiente di diffusione turbolenta (*eddy diffusivity*). Si può quindi scrivere:

$$\overline{u'_i u'_j} = -K_{Mij} \frac{\partial \overline{u_i}}{\partial x_j} \quad (3.14)$$

$$\overline{u'_j \theta'_v} = -K_{Mj} \frac{\partial \overline{\theta_v}}{\partial x_j} \quad (3.15)$$

$$\overline{u'_j q'_t} = -K_{wj} \frac{\partial \overline{q_t}}{\partial z} \quad (3.16)$$

in cui K_{Mij}, K_{Hj}, K_{wj} sono rispettivamente i coefficienti di viscosità turbolenta di diffusione termica turbolenta e di diffusione termica del vapore.

3.4 Analisi quantitativa della stabilità atmosferica

Una delle più importanti quantità nello studio dei fenomeni dinamici dello strato limite atmosferico è l'energia cinetica turbolenta, definita da:

$$\bar{e} = 0.5(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}) \quad (3.17a)$$

Essa non è altro che la somma delle varianze delle componenti della velocità, divisa per 2. L'equazione del bilancio dell'energia cinetica turbolenta (TKE) si ottiene moltiplicando l'equazione (3.10) per la velocità, dividendola per 2 e mediandola (Stull, 1988):

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} + \overline{u_j \frac{\partial \bar{e}}{\partial x_j}} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial(\overline{u'_i p'})}{\partial x_i} - \frac{\partial(\overline{u'_j e})}{\partial x_j} - \overline{u'_i u'_j} \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} + \delta_{i3} \frac{g}{\bar{\theta}_v} (\overline{u'_i \theta'_v}) - \varepsilon \quad (3.17b)$$

dove $\bar{\theta}_v$ è la temperatura potenziale virtuale, definita:

$$\bar{\theta}_v = \bar{\theta}(1 + 0.61r_s - r_L) \quad \text{per aria satura}$$

$$\bar{\theta}_v = \bar{\theta}(1 + 0.61r) \quad \text{per aria non satura}$$

Con r_s rapporto di saturazione acqua-vapore di una particella d'aria, r_L rapporto di mescolamento dell'acqua liquida ed r rapporto di mescolamento per l'aria non satura.

Se si sceglie un sistema di coordinate allineato con il vento medio, nell'ipotesi di omogeneità orizzontale e trascurando la subsidenza ovvero una sorta di compressione dell'aria nei bassi strati che fa salire la temperatura, l'equazione (3.17b) si può scrivere:

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = \frac{g}{\bar{\theta}_v} (\overline{w' \theta'_v}) - \overline{u' w'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \frac{\partial \overline{w' e}}{\partial z} - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial(\overline{w' p'})}{\partial z} - \varepsilon \quad (3.17c)$$

I II III IV V VI

Dove il termine I è la variazione temporale di TKE; il termine II rappresenta il contributo delle forze di galleggiamento (*buoyancy*) e descrive come l'energia viene trasferita attraverso i vortici turbolenti; questo può essere positivo o negativo a seconda della direzione del flusso di calore; il termine III è il termine di produzione dovuto allo '*shear*' del vento; poiché il flusso di momento è di segno opposto rispetto allo '*shear*', tale termine, essendo preceduto da un segno negativo, rappresenta un contributo positivo alla variazione di energia cinetica turbolenta; il termine IV è il trasporto

turbolento di TKE e descrive come l'energia viene attraverso vortici turbolenti; il termine V è il termine di correlazione della pressione e descrive come la TKE viene ridistribuita dalle perturbazioni della pressione; il termine VI è la dissipazione viscosa della TKE in calore ad opera dei vortici a piccola scala.

Lo studio di questa equazione permette di valutare la stabilità del PBL; infatti, se si considera il rapporto tra il termine di produzione termica e meccanica, si ottiene un numero adimensionale noto come numero di Richardson del flusso, R_f :

$$R_f = \frac{\left(\frac{g}{\theta_v}\right) \overline{(w'\theta'_v)}}{\overline{(u'w')}} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (3.18)$$

Poiché il termine che compare al denominatore nella (3.18) è sempre minore di zero, il segno del rapporto dipende dal segno del flusso di calore $\overline{w'\theta'_v}$: se R_f è negativo, il flusso è instabile; se R_f è positivo, il flusso è stabile; R_f è nullo, il flusso è neutrale. Tuttavia, così come è definito dalla (3.18), il parametro R_f è difficile da usare, a causa della difficoltà nello stimare i flussi turbolenti.

Si definisce allora il numero di Richardson del gradiente:

$$R_i = \frac{\left(\frac{g}{\theta_v}\right) \frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial z}}{\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}\right)^2} \quad (3.19)$$

L'utilizzo di R_i è conveniente perché contiene solo quantità medie più facilmente misurabili. In generale si assume che se R_i è positivo l'atmosfera è stabile; se R_i è negativo, l'atmosfera è instabile; infine se R_i è nullo, l'atmosfera è neutra.

La (3.18) diventa, utilizzando la *teoria-k*:

$$R_f = \frac{K_h}{K_m} R_i \quad (3.20)$$

Assumendo in prossimità della superficie che \bar{u} abbia un profilo logaritmico $\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \frac{u_*}{kz}$

e che gli stress di Reynolds siano costanti $\overline{vu'w'} = -\rho u_*^2$, il termine di shear nella

(3.18) diventa $\frac{u_*^3}{kz}$, per cui la (3.18) si può scrivere:

$$R_f = -\frac{kzg\overline{w'\theta'_v}}{\theta_v u_*^3} \quad (3.21)$$

dove u_* è la velocità di attrito e k è la costante di von Karman.

Introducendo la lunghezza di scala di Monin-Obukhov (1954), L , definita come:

$$L = -\frac{\overline{\theta_v} u_*^3}{(kg) \overline{w' \theta'_v}} \quad (3.22)$$

si può definire un nuovo parametro di stabilità, z/L :

Dal punto di vista fisico L rappresenta l'altezza dal suolo alla quale la turbolenza di origine meccanica eguaglia quella di origine termica e il parametro z/L definisce la stabilità atmosferica come segue:

se $z/L > 0$ l'atmosfera è stabile,

se $z/L < 0$ l'atmosfera è instabile,

se $z/L = 0$ l'atmosfera è neutra.

3.5 Analisi qualitativa della stabilità atmosferica

La stabilità atmosferica, da un punto di vista pratico, può essere determinata dalla struttura del profilo verticale di temperatura potenziale. Infatti, manipolando analiticamente l'espressione di θ per ottenere il gradiente in funzione della quota si ottiene:

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_d \quad (3.23)$$

Per cui una classificazione dell'atmosfera può essere fatta come segue:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial z} < 0 &\iff \gamma_d < \frac{\partial T}{\partial z} \quad \text{atmosfera convettivamente instabile} \quad \text{profilo superadiabatico} \\ \frac{\partial \theta}{\partial z} = 0 &\iff \gamma_d = \frac{\partial T}{\partial z} \quad \text{atmosfera convettivamente neutra} \quad \text{profilo adiabatico} \\ \frac{\partial \theta}{\partial z} > 0 &\iff \gamma_d > \frac{\partial T}{\partial z} \quad \text{atmosfera convettivamente stabile} \quad \text{profilo subadiabatico} \end{aligned} \quad (3.24)$$

Nel caso instabile il gradiente termico dell'atmosfera è minore di quello adiabatico; questa condizione è determinata dai moti convettivi innescati dal riscaldamento diurno del terreno. In queste condizioni il rimescolamento dell'aria è favorito e gli inquinanti eventualmente presenti in atmosfera vengono dispersi su volumi d'aria molto grandi. Questa situazione è generalmente accompagnata da venti di debole intensità e questo fa

sì che gli inquinanti tendano a disperdersi lungo la verticale, ma anche molto vicino alla sorgente. Pertanto le condizioni instabili possono essere particolarmente critiche per grosse emissioni in quota, perché la forte diluizione verticale e la contemporanea scarsa dispersione orizzontale possono causare alte concentrazioni al suolo in prossimità della sorgente. Nel caso di atmosfera neutra il gradiente termico è uguale a quello adiabatico e la dispersione verticale degli inquinanti è sostanzialmente determinata dalla meccanica presente in atmosfera.

Nel caso stabile il gradiente termico è maggiore di quello adiabatico; i moti verticali saranno molto smorzati e la dispersione verticale degli inquinanti sarà molto bassa.

Si possono verificare anche le cosiddette inversioni termiche: si tratta di un fenomeno che comporta un riscaldamento dell'aria con la quota anziché un raffreddamento; può verificarsi in prossimità del suolo oppure a quote più elevate in atmosfera con meccanismi di formazione differenti. Si tratta di una situazione generata dal raffreddamento notturno della terra che cede calore all'atmosfera per irraggiamento. L'altezza di questo strato è generalmente limitata a 100-200 metri. La dispersione di inquinanti emessi vicino al suolo è inibita dalla forte stabilità verticale, mentre quelli emessi al di sopra dello strato di inversione diffondono in quota. L'inversione al suolo è riconoscibile visivamente per la formazione, soprattutto nella stagione autunnale-invernale, di uno strato di foschia, caligine o nebbia la cui persistenza è favorita dall'assenza di movimenti verticali delle masse d'aria attraverso l'inversione; è questa la situazione più favorevole all'accumulo di sostanze inquinanti in prossimità dei grandi centri urbani.

Capitolo 4

Il Modello MM5

4.1 Il modeling system MM5

Il modello prognostico a mesoscala di quinta generazione, **MM5**, è la versione più recente della serie di modelli prodotti dall'NCAR (National Center of Atmospheric Research)/ PSU (Penn State University) a partire dai primi anni '70. Esso ricostruisce, a partire da una situazione iniziale fornita su di un dominio sinottico, l'evoluzione nel tempo dei campi meteorologici (vento, temperatura, umidità relativa) attraverso l'integrazione di un sistema di equazioni differenziali dipendenti dal tempo.

Nell'arco della sua evoluzione, in seguito all'ampio uso in differenti applicazioni, sono state apportate numerose modifiche al modello, aumentandone notevolmente le potenzialità. Fra le più importanti troviamo:

- capacità di utilizzo di un sistema di griglie annidate, cioè una tecnica di *nesting* delle griglie di calcolo in modo che la griglia più esterna fornisca a quella più interna, in essa innestata, le condizioni iniziali ed al contorno favorendo quindi la corretta riproduzione della meteorologia locale;
- possibilità di funzionamento in modo non-idrostatico, con la possibilità cioè di utilizzare il modello su scale anche dell'ordine di pochi chilometri;
- capacità di assimilazione di dati osservati mediante operazioni di nesting (**Four Dimensional Data Assimilation**).

Il sistema di griglie che utilizza il modello MM5 è di tipo *terrain-following* nella sua coordinata verticale. Ciò significa, che i vari livelli di cui è composta ciascuna griglia, partendo da un livello più basso seguono perfettamente la morfologia del terreno fino ad appiattirsi, in maniera orizzontale, una volta giunti al top del dominio considerato. I livelli intermedi sono definiti dalla quantità adimensionale σ :

$$\sigma = \frac{(p - p_t)}{(p_s - p_t)} \quad (4.1)$$

dove p è la pressione ad una determinata quota, p_t è la pressione al top del dominio e p_s è la pressione superficiale. Come si può vedere dall'equazione 4.1 e dalla figura 3.1 la

superficie $\sigma=0$ definisce il top del dominio mentre $\sigma=1$ è il livello più basso della griglia.

In orizzontale le griglie del modello possiedono uno *staggering* di tipo Arakawa-Lamb B, ovvero le variabili scalari (quelle termodinamiche e l'umidità) e la componente verticale della velocità del vento (w) sono definite nel baricentro di ogni cella quadrata, denominato *cross point*, mentre le componenti orizzontali del vento (u,v) sono applicate nei nodi della griglia, definiti *dot point* (vedi figura 4.2). In verticale tutte le variabili sono definite su semi-livelli σ (linee tratteggiate in figura 4.1) ad eccezione della velocità verticale definita su livelli interi di σ (linee intere in figura 4.1) .

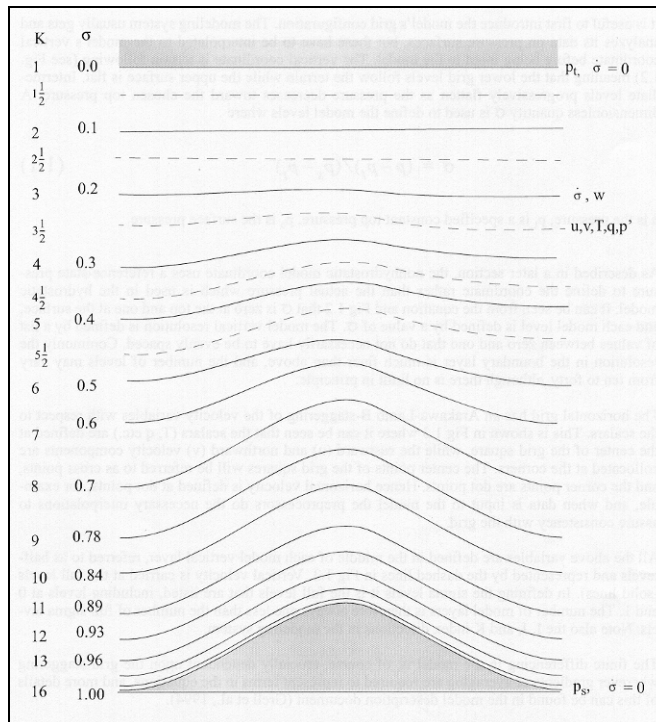


Figura 4.1: Rappresentazione schematica della struttura verticale della griglia del modello. Nell'esempio vengono riportati 15 livelli verticali. Le linee tratteggiate rappresentano i semi-livelli σ , mentre le linee continue i livelli interi di σ .

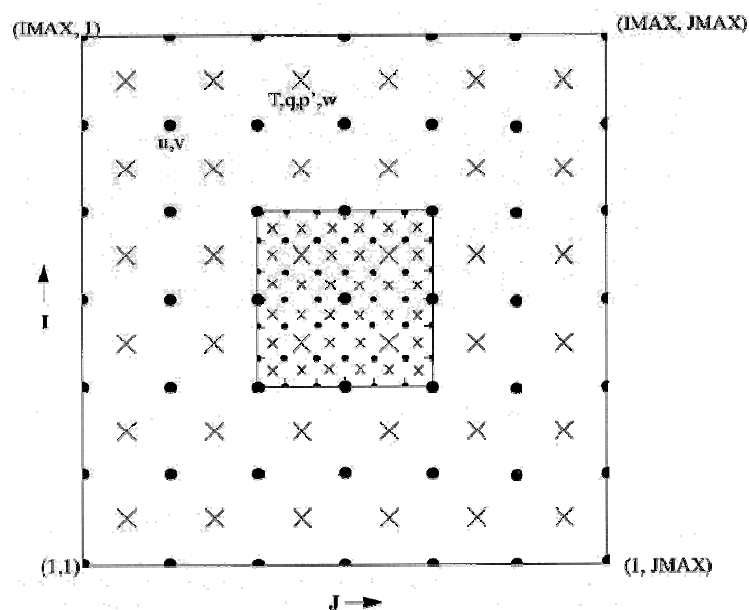


Figura 4.2: Rappresentazione schematica delle griglie del modello MM5 con uno Staggering orizzontale di tipo Arakawa B dei *dot point* (•) rispetto ai *cross point* (x). Il rapporto di risoluzione fra le due griglie è di 3:1, necessario quando si imposta una doppia interazione fra griglia “madre” e “figlia”.

Per quanto riguarda la capacità di utilizzo di griglie annidate, MM5 ha la possibilità di utilizzarne fino ad un massimo di 9. Il loro rapporto di risoluzione è fisso nella misura di 3:1 nel caso in cui si decida di adottare una doppia interazione fra le varie griglie. Per doppia interazione s'intende quella in cui la griglia “madre”, ovvero quella all'interno della quale è totalmente inglobata una seconda griglia (figlia), passa le proprie informazioni alla figlia attraverso il solo bordo di quest'ultima e successivamente riceve indietro (feedback) le informazioni elaborate dalla figlia attraverso i nodi interni.

Nel caso in cui si decida di adottare una interazione a singola via non esiste la limitazione del valore 3:1 come rapporto di risoluzione.

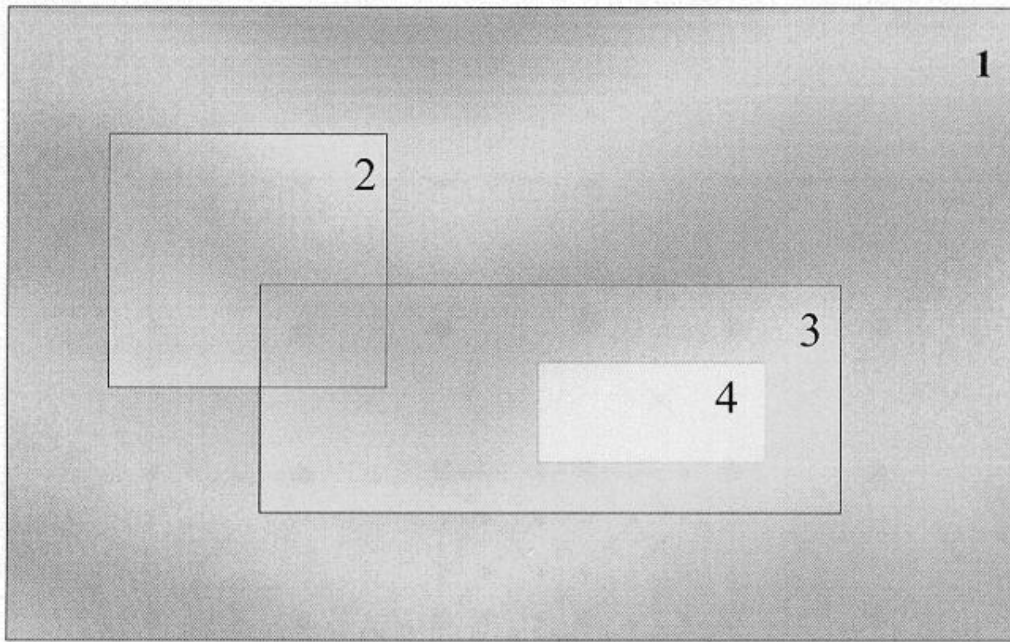


Figura 4.3: Esempio di configurazione di griglie annidate. Si possono osservare tre livelli di griglie poiché la griglia 2 e 3 sono considerate dello stesso livello in quanto totalmente inglobate dalla stessa (griglia 1).

Quando le scale dei fenomeni che s'intende risolvere hanno rapporti di dimensioni orizzontali e verticali prossimi all'unità, ovvero quando s'intende adottare risoluzioni orizzontali minori o uguali alle scale verticali del moto, l'approssimazione idrostatica non può più esser utilizzata, cioè non è più presumibile che le grandezze termodinamiche dipendano soltanto dalla densità e dal peso della colonna d'aria sovrastante e siano indipendenti dalle accelerazioni verticali.

Nel funzionamento non-idrostatico quindi viene introdotta l'accelerazione verticale che influenza il gradiente verticale di pressione.

La Four-Dimensional Data Assimilation (FDDA) consente di introdurre dati nel modello, come vedremo in seguito secondo differenti modalità, allo scopo di migliorare, in ultima analisi, la risoluzione delle simulazioni prodotte. In questa modalità di funzionamento le soluzioni del modello sono forzate a convergere (nudging) verso i dati nei punti del dominio più prossimi ad essi.

Esistono almeno due usi principali della FDDA: l'inizializzazione dinamica e la four-dimensional datasets.

L'inizializzazione dinamica, che viene utilizzata per far previsioni in tempo reale, consiste in un periodo di pre-simulazione che consente di ottimizzare le condizioni

iniziali del modello; tale procedura si rivela migliore della sola inizializzazione statica basata sulle analisi delle variabili meteorologiche valutate in un unico tempo.

Nel secondo metodo i dati osservati (o le analisi) intervengono direttamente durante la simulazione; il modello cerca soluzioni delle equazioni fondamentali che si discostino il meno possibile dai dati i quali vengono assimilati nell'arco di tutta la durata della simulazione o parte della stessa.

All'interno di queste due tipologie di funzionamento esistono due differenti modalità di assimilazione dei dati a seconda che si disponga di singole osservazioni o campi delle variabili meteorologiche.

I campi delle variabili meteorologiche, per esempio provenienti dalle analisi, sono usati per forzare le soluzioni del modello in ogni punto della propria griglia di simulazione in un dato periodo di tempo. Questo metodo è normalmente conveniente in domini su larga scala dove l'analisi può rappresentare in maniera sufficientemente accurata la situazione in esame.

Su piccola scala, invece può esser conveniente utilizzare singole osservazioni provenienti da profili o stazioni superficiali. Ognuna delle osservazioni esercita la propria influenza in una data finestra temporale e all'interno di un certo raggio d'influenza.

Nella figura 4.4 viene riportato il diagramma di flusso dell'intero modello MM5 completo di tutti i suoi pre e post-processor (che d'ora in avanti chiameremo *modeling system*) nonché i moduli di grafica necessari alla visualizzazione degli output prodotti da ciascun programma. Nello stesso diagramma viene anche riportata la tipologia di dati necessari al funzionamento dell'intero *modeling system* e il loro flusso .

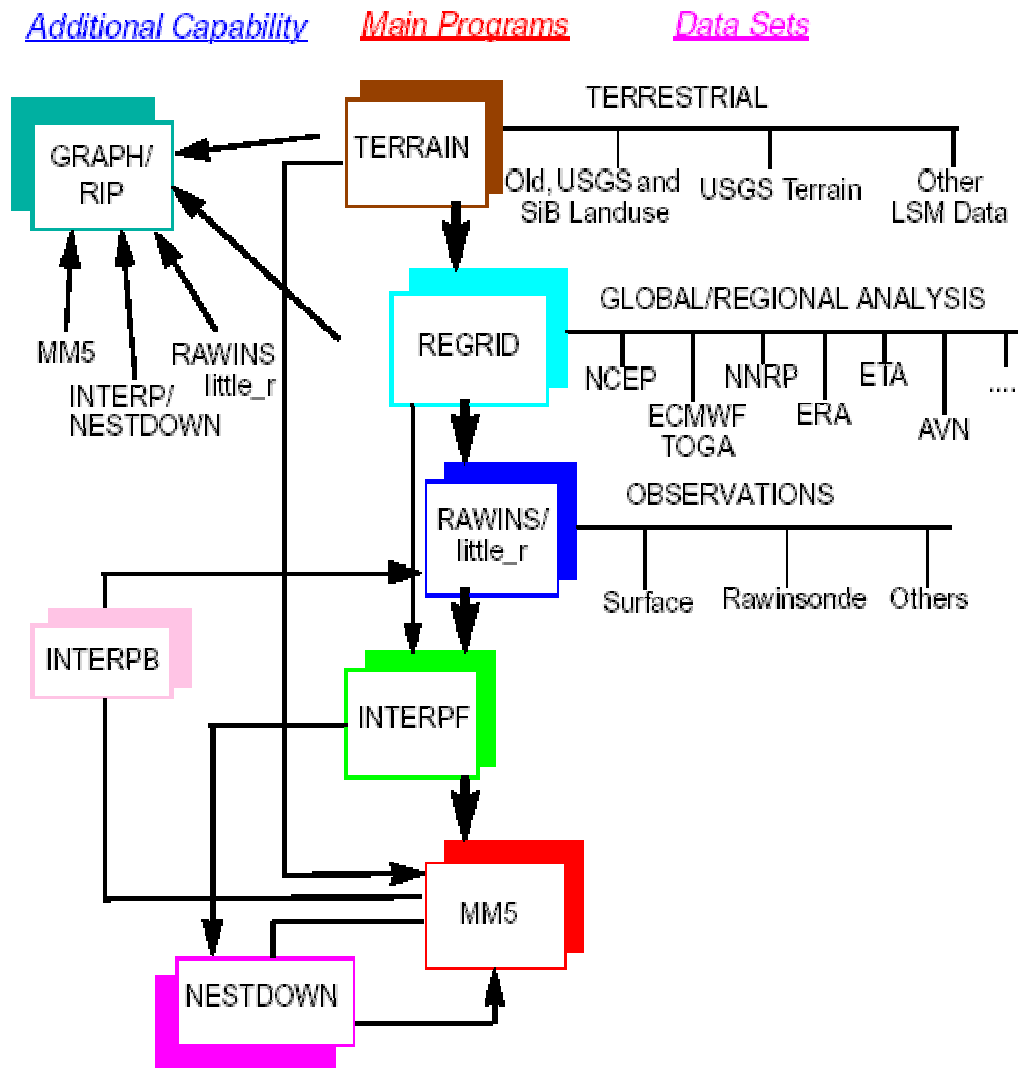


Figura 4.4: Diagramma di flusso del modeling system MM5.

4.2 TERRAIN

Il preprocessore TERRAIN è il primo che deve essere utilizzato in ogni simulazione del *modeling system* MM5.

Due sono le funzioni principali che assolve tale programma:

1. la definizione di tutti i domini del modello;
2. la produzione dei campi delle grandezze geofisiche per ogni dominio che verranno successivamente utilizzati dai moduli REGRID, MM5 e NESTDOWN.

Inoltre tale modulo produce anche i campi di alcune costanti quali la latitudine e la longitudine, i fattori di scala dei vari metodi di rappresentazione cartografica dei domini e il parametro di Coriolis.

TERRAIN può esser scomposto in quattro componenti principali:

- a) Lettura dei dati di input;
- b) Interpolatore dei dati dal loro formato d'origine (coordinate geografiche) al formato del *modeling system*;
- c) Aggiustamento dei campi delle variabili geofisiche di ciascun dominio al fine di ridurre eventuali discontinuità in prossimità dei bordi;
- d) Scrittura dei dati di output.

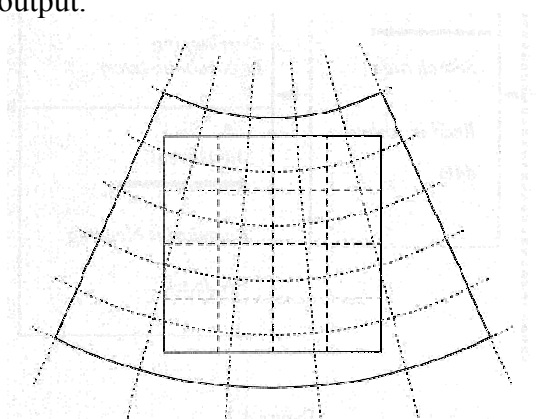


Figura 4.5: Rappresentazione della griglia geografica e della griglia del modello. Lo scopo principale del modulo TERRAIN è la conversione dei dati fra le due griglie.

Le tipologie di dati disponibili per il programma TERRAIN comprendono l'elevazione del terreno, l'uso del suolo, la maschera terra-mare e la temperatura del terreno a differenti profondità. Tutti questi dati sono disponibili con sei differenti livelli di risoluzione. La tabella che segue mostra una delle possibili fonti in cui possono essere reperiti i dati (United States Geological Survey), la risoluzione e la loro copertura.

Risoluzione (lat/lon)	Sorgente dei dati	Copertura
1 grado (111 km)	USGS	Globale
30 minuti (55 km)	USGS	Globale
10 minuti (18.5 km)	USGS	Globale
5 minuti (9.25 km)	USGS	Globale
2 minuti (3.7 km)	USGS	Globale
30 secondi (0.925 km)	USGS	Globale

Tabella 4.1: Risoluzioni, fonte e copertura dei dati.

Per quanto riguarda le classi d'uso del suolo, l'USGS adotta una classificazione in 25 categorie. La tabella 4.2 riporta la descrizione delle classi e per ciascuna di esse i corrispondenti valori di albedo, umidità disponibile, emissività, la lunghezza di rugosità che caratterizza la topografia dell'area di studio e l'inerzia termica cioè l'effetto combinato dell'accumulo termico e della resistenza termica dell'area considerata per ogni stagione.

Vegetation Integer Identification	Vegetation Description	Albedo(%)		Moisture Avail. (%)		Emissivity (% at 9 μ m)		Roughness Length (cm)		Thermal Inertia (cal cm ⁻² K ⁻¹ s ^{-1/2})	
		Sum	Win	Sum	Win	Sum	Win	Sum	Win	Sum	Win
1	Urban	18	18	10	10	88	88	50	50	0.03	0.03
2	Drylnd Crop. Past.	17	23	30	60	92	92	15	5	0.04	0.04
3	Irrg. Crop. Past.	18	23	50	50	92	92	15	5	0.04	0.04
4	Mix. Dry/Irrg.C.P.	18	23	25	50	92	92	15	5	0.04	0.04
5	Crop./Grs. Mosaic	18	23	25	40	92	92	14	5	0.04	0.04
6	Crop./Wood Mosaic	16	20	35	60	93	93	20	20	0.04	0.04
7	Grassland	19	23	15	30	92	92	12	10	0.03	0.04
8	Shrubland	22	25	10	20	88	88	10	10	0.03	0.04
9	Mix Shrb./Grs.	20	24	15	25	90	90	11	10	0.03	0.04
10	Savanna	20	20	15	15	92	92	15	15	0.03	0.03
11	Decids. Broadlf.	16	17	30	60	93	93	50	50	0.04	0.05
12	Decids. Needlf.	14	15	30	60	94	93	50	50	0.04	0.05
13	Evergrn. Broadlf.	12	12	50	50	95	95	50	50	0.05	0.05
14	Evergrn. Needlf.	12	12	30	60	95	95	50	50	0.04	0.05
15	Mixed Forest	13	14	30	60	94	94	50	50	0.04	0.06
16	Water Bodies	8	8	100	100	98	98	1	1	0.06	0.06
17	Herb. Wetland	14	14	60	75	95	95	20	20	0.06	0.06
18	Wooded wetland	14	14	35	70	95	95	40	40	0.05	0.06
19	Bar. Sparse Veg.	25	25	2	5	85	85	10	10	0.02	0.02
20	Herb. Tundra	15	60	50	90	92	92	10	10	0.05	0.05
21	Wooden Tundra	15	50	50	90	93	93	30	30	0.05	0.05
22	Mixed Tundra	15	55	50	90	92	92	15	15	0.05	0.05
23	Bare Grnd. Tundra	25	70	2	95	85	95	10	5	0.02	0.05
24	Snow or Ice	55	70	95	95	95	95	5	5	0.05	0.05
25	No data										

Tabella 4.2: Descrizione delle 25 categorie d'uso del suolo del USGS e parametri fisici ad esse associate. Per periodo estivo s'intende quello che va dal 15 aprile al 15 ottobre e per periodo invernale la restante parte dell'anno.

La definizione di ciascun dominio del *modeling system* avviene attraverso l'impostazione di alcuni parametri fondamentali del file di controllo del modulo TERRAIN. Il primo di questi è quello che consente la scelta del tipo di proiezione cartografica piana di ciascuno dominio. Tre sono le possibili scelte:

- Lambert Conformal;
- Polari stereografiche;
- Mercatore (UTM).

Per quanto riguarda la definizione delle griglie di ciascun dominio si hanno delle differenze per l'impostazione della griglia principale (griglia madre) rispetto alla serie delle griglie annidate.

La griglia madre viene definita impostando il suo baricentro in coordinate geografiche, definendo il numero di nodi in direzione nord-sud ed est-ovest, ed infine il passo di griglia in chilometri.

Tutte le altre griglie devono essere posizionate relativamente alla madre. Si definisce la propria riga e colonna d'origine relativamente all'origine della madre, che per convenzione viene considerato l'angolo in basso a sinistra, il codice ID che identifica l'ordine gerarchico rispetto alla madre, il numero di celle lungo ogni direzione e il passo di griglia anch'esso in chilometri.

Ci sono alcune limitazioni nella definizione di ciascun dominio.

Un dominio interno deve necessariamente iniziare e terminare esattamente in un nodo della griglia in cui esso è inglobato; solo nel caso si decida di adottare una interazione a doppia via fra le griglie, il loro rapporto di risoluzione è ristretto a 3:1.

Il bordo di una griglia interna deve esser separato di almeno 5 nodi, in ogni direzione, dal bordo della griglia ad essa più esterna. Questo è necessario per garantire uno spazio sufficiente all'aggiustamento delle interfacce delle griglie di cui si parlerà in seguito.

Esistono due differenti metodi di interpolazione per convertire i dati di elevazione del terreno dal loro formato d'origine (in coordinate geografiche) alle griglie del modello definite in uno dei tre metodi di coordinate piane elencate in precedenza. Essi sono:

- analisi oggettiva di Cressman;
- interpolazione parabolica mono- o bidimensionale.

Nel metodo di Cressman vengono definiti dei raggi d'influenza attorno a ciascun nodo della griglia del modello. Ogni dato della griglia d'origine che ricade all'interno di questa regione influirà, nella misura stabilita da una funzione peso, sul valore da attribuire a quel determinato nodo della griglia del modello.

Il metodo d'interpolazione parabolica è invece esteso anche ai dati di uso e di temperatura del suolo. I dettagli del funzionamento di questo metodo d'interpolazione vanno oltre gli obiettivi di questo lavoro; in generale potremmo dire che per ogni cella della griglia dei dati d'origine vengono fornite le percentuali delle N categorie d'uso del suolo che ricoprono tale cella. L'interpolatore ha lo scopo di convertire queste percentuali di copertura per una nuova cella dei domini del modello.

La costruzione dei campi dei dati geofisici operata dal programma TERRAIN è indipendente per ciascun dominio. Questo può produrre delle forti discontinuità in prossimità dei bordi fra ciascun dominio e quello a cui esso è annidato. Per questo motivo è necessario separare i bordi del dominio interno di una certa distanza definita da un numero minimo di 5 nodi di griglia. In questa zona d'interfaccia verranno applicate delle interpolazioni al fine di limitare eventuali discontinuità fra i campi delle variabili geofisiche.

4.3 REGRID

REGRID è il secondo programma del *modeling system* MM5 che deve essere utilizzato in ogni simulazione. La sua funzione principale è quella di convertire, tramite interpolazione bidimensionale orizzontale, i campi delle variabili meteorologiche dal loro formato d'origine, in coordinate geografiche, al formato delle griglie del *modeling system* precedentemente definite dal programma TERRAIN.

I campi delle variabili meteorologiche che devono essere convertiti sono in genere ottenuti dagli output di modelli a circolazione generale; essi costituiranno campi di prima ipotesi per l'analisi oggettiva eseguita dai programmi RAWINS o little_R, oppure verranno direttamente convertiti in condizioni iniziali e al contorno dal programma INTERPF, in modo da costituire l'analisi per il modulo dinamico MM5. La figura 4.6 rappresenta uno schema a blocchi della struttura di REGRID. Come si può notare esso è in realtà composto da due parti principali: PREGRID e REGRIDDER.

Questa distinzione in due componenti è tesa ad aumentare la flessibilità del funzionamento del programma REGRID.

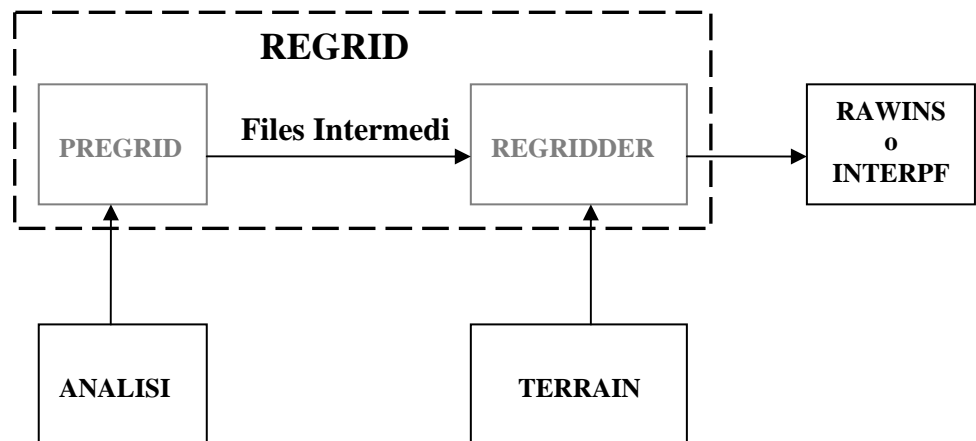


Figura 4.6: Schema a blocchi del modulo REGRID.

Infatti il modulo PREGRID, a sua volta costituito da numerosi programmi, ha lo scopo di leggere i dati di input provenienti da un gran numero di modelli a circolazione generale e convertirli in un formato compatibile col modulo REGRIDDER. Mostriamo di seguito un elenco dei modelli che possono fornire dati di input per il *modeling system* MM5:

- NCEP AVN;
- NCEP GDAS;
- NCEP/NCAR Reanalysis;
- NCEP Eta;
- ECMWF TOGA Global Analysis;
- ECMWF Reanalysis.

Per ulteriori dettagli delle caratteristiche di questi modelli e su altri dati utilizzabili come input si veda PSU/NCAR Mesoscale Modeling System Tutorial Class Note and User's Guide: MM5 Modeling System Version 3.

Il programma REGRIDDER esegue l'interpolazione dei dati meteorologici dalle griglie geografiche, in cui normalmente lavorano i modelli a circolazione generale sopra indicati, alle griglie del modeling system MM5; a tale scopo necessita come dati di input sia dei files di output del modulo PREGRID, indicati in figura come files intermedi, che dei files di output di TERRAIN in cui sono definiti tutti i domini.

4.4 RAWINS e little_R

I programmi RAWINS e little_R svolgono funzioni del tutto analoghe e per questo motivo devono essere utilizzati alternativamente in ogni simulazione. La loro funzione è quella di migliorare l'analisi meteorologica attraverso l'analisi oggettiva dei dati osservati sia superficiali che di profilo. In altre parole l'analisi proveniente dal preprocessore REGRID, in quanto proveniente da modelli di circolazione generale, talvolta si presenta a risoluzione non adeguata per simulazioni a mesoscala; ciò che s'intende fare attraverso l'introduzione di dati osservati è aumentare la risoluzione di tali analisi.

Esistono differenti metodi di analisi oggettiva attualmente utilizzabili dal modello RAWINS.

Nello schema standard di Cressman, schematizzato in figura 4.7, ad ogni osservazione viene assegnato un raggio d'influenza. I campi delle variabili meteorologiche di prima ipotesi vengono quindi aggiustati in ogni punto (**P**) della griglia tenendo in considerazione tutte quelle osservazioni (**O_N**) che influenzano il punto stesso. Tale metodo è in realtà iterativo, ovvero una volta che l'intero campo è stato aggiustato esso costituirà il campo di prima ipotesi per un aggiustamento successivo con raggi d'influenza diminuiti ad ogni step.

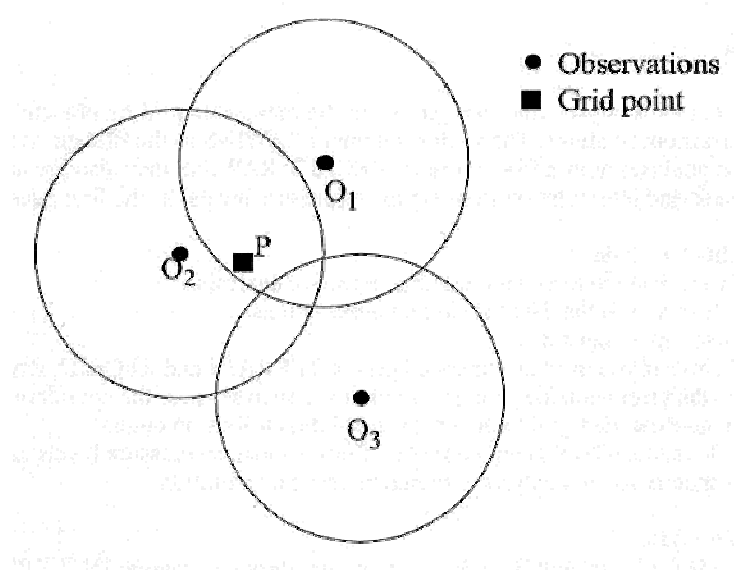


Figura 4.7: Regioni d'influenza usate nel metodo di Cressman.

I campi di vento e umidità relativa sono fortemente influenzati dall'avvezione del vento medio quindi è conveniente allungare le regioni d'influenza dello schema di Cressman in forma di ellisse (vedi figura 4.8) lungo il flusso medio. Più forte è il vento maggiore sarà l'eccentricità; per bassi valori di vento tale schema si riduce a quello precedente.

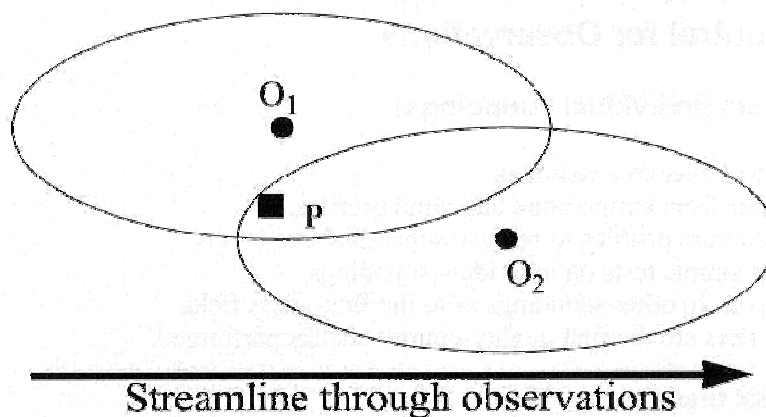


Figura 4.8: Regioni d'influenza con forma ellittica.

Quando si utilizzano regioni d'influenza abbastanza grandi la forma migliore da adottare è quella che segue le linee di flusso. Tale schema viene detto a banana (vedi figura 4.9). Ovviamente in caso di flusso rettilineo questo schema ricade su quello ellittico, mentre condizioni di vento debole lo riportano a quello di Cressman.

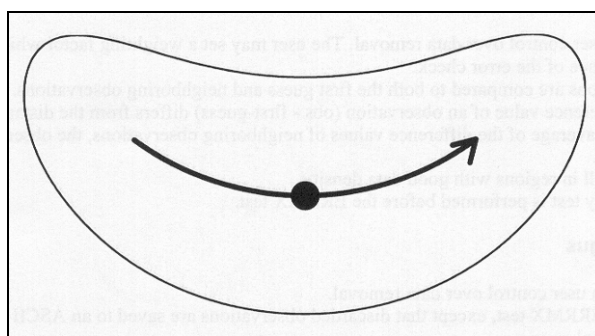


Figura 4.9: Regioni d'influenza a "banana".

Ciò che contraddistingue i moduli RAWINS e little_R sono le tipologie di dati di input sui quali sono in grado di eseguire l'analisi oggettiva. RAWINS accetta soltanto i dati della rete globale di stazioni sia superficiali che di profilo campionati dall'NCAR:

- Dati di profilo: ROABS (ADPUPA);
- Dati superficiali: NMC surface ADP data;

entrambi nel formato NMC ON29.

Viceversa il programma `little_R` può accettare ogni dato di velocità e direzione del vento, temperatura, punto di rugiada, pressione al livello del mare. Il file di input delle osservazioni che deve esser preparato è un file ASCII, formattato al fine di facilitare l'introduzione dei dati.

4.5 INTERPF

La funzione principale del programma INTERPF è quella di costruire, a partire dagli output dei programmi precedenti, le condizioni iniziali e al contorno necessarie al modello dinamico MM5; le condizioni al contorno vengono distinte in laterali (lateral boundary condition) e inferiori (lower boundary condition).

4.6 MM5

Il programma MM5 costituisce il modulo dinamico del *modeling system* MM5. Esso può essere utilizzato su di un ampio spettro di studi teorici o applicativi previsionali di fenomeni meteorologici a mesoscala. Per quanto riguarda le classi inferiori, meso-beta e meso-gamma (2-200 km), può essere utilizzato per lo studio di sistemi convettivi, o anche di sistemi a circolazione indotti termicamente come le brezze di terra/mare o monte/valle, dei fronti o delle isole di calore urbane. Si rimanda all'Appendice A per una trattazione analitica delle equazioni alla base del funzionamento del modulo dinamico del modeling system.

4.7 NESTDOWN

Quando si adottano elevate risoluzioni verticali può rendersi necessaria un corrispondente aumento della risoluzione orizzontale della griglia numerica. Il programma NESTDOWN esegue un'interpolazione orizzontale sulle superfici σ dei dati dalla griglia a più bassa risoluzione alla nuova con risoluzione più alta; per far ciò

necessita ovviamente, come input, del file di output del programma TERRAIN. I vantaggi derivanti dall'uso di tale procedura sono:

- il modello dispone di condizioni al contorno laterali per la nuova griglia che sono fisicamente consistenti col dominio di partenza;
- le stesse condizioni laterali sono ora disponibili con una maggior frequenza;
- la struttura verticale dell'atmosfera non viene significamene modificata dall'interpolazione.

4.8 INTERPB

Il programma INTERPB esegue la conversione dei dati dalle coordinate σ in cui opera il modulo MM5, alle coordinate di pressione adottate da tutti i modelli precedenti del modeling system. A questo modulo si può ricorrere in quei casi in cui si voglia utilizzare l'output di una simulazione precedente per migliorare l'analisi di una simulazione successiva. In tal caso i risultati di una simulazione di MM5, dopo esser stati convertiti da INTERPF, vengono reintrodotti in RAWINS entrando così a far parte dell'analisi per un'ulteriore simulazione.

4.9 GRAPH/RIP

Graph e RIP sono entrambi programmi di visualizzazione degli output di ciascuno dei moduli descritti in precedenza, consentendo in questo modo la visualizzazione dei risultati, anche parziali, di ogni simulazione del *modeling system* MM5. Essi consentono la visualizzazione di grafici in sequenza temporale, di sezioni sia orizzontale che verticale dei campi delle variabili meteorologiche e la sovrapposizione di più grandezze nello stesso grafico.

Capitolo 5

Il Modello CALMET

5.1 Introduzione

CALMET (CALifornia METeorological Model) è un preprocessore meteorologico di tipo *diagnostico* in grado di riprodurre campi tridimensionali di vento e temperatura e campi bidimensionali dei parametri descrittivi della turbolenza atmosferica.

Generalmente viene applicato su domini di dimensioni dell'ordine delle decine fino alle centinaia di chilometri con passi di griglia variabili da poche centinaia di metri fino a 20-50 km.

A priori non presenta nessuna limitazione concettuale e quindi può essere applicato in qualsiasi contesto; occorre però tener presente che la qualità dei risultati è fortemente legata alla rappresentatività delle misure utilizzate.

Il modello è costituito da tre moduli per la ricostruzione del campo di vento, dei parametri di turbolenza e del campo di temperatura.

Esso discretizza il dominio di simulazione utilizzando un sistema di griglia composto da NZ strati di NX per NY celle orizzontali quadrate. In figura 5.1 è illustrato un esempio di strato di griglia con 7x4 celle. I punti della griglia si riferiscono al centro di ogni cella in entrambe le direzioni orizzontale e verticale, mentre la faccia di una cella si riferisce ad entrambi i lati orizzontale e verticale di ogni cella adiacente. Il modello assume che entrambe le componenti orizzontali del vento (u, v) siano applicate al punto della griglia (*grid point* in figura), mentre la componente verticale (w) è applicata alla faccia verticale della cella (*grid cell* in figura). Il sistema di griglia è orientato in modo che gli assi X e Y della stessa siano rivolti da ovest a est e da sud a nord rispettivamente, ciò per essere conforme alle usuali definizioni delle componenti del vento (la componente u verso est e la componente v verso nord).

In verticale opera in un sistema di coordinate *conformi al terreno* (*terrain following*):

$$Z = z - h_t \quad (5.1)$$

dove Z è la coordinata verticale conforme al terreno (m);

z è la coordinata verticale cartesiana (m);

h_t è l'altezza del terreno.

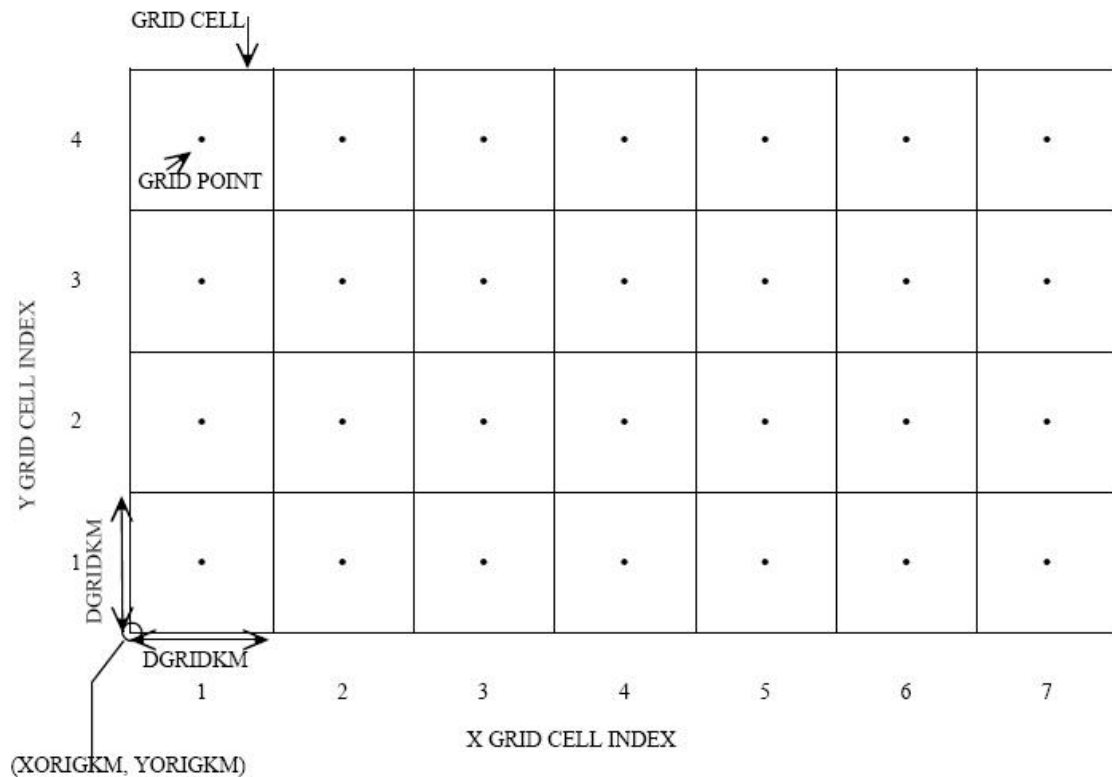


Figura 5.1: Una griglia orizzontale calmet di 7 x 4 celle.

5.2 Modello di campo di vento diagnostico

5.2.1 Campo di vento di primo step

Il modulo di campo di vento diagnostico di CALMET usa un approccio a due steps per ricostruire il campo di vento finale.

Il campo di vento di prima ipotesi può essere un campo di vento tridimensionale prodotto da un modello prognostico ad area limitata come MM5, oppure può essere considerato un vento costante attraverso tutto il dominio di simulazione del modello.

Nel primo step una prima ipotesi di campo di vento è corretta per:

- Effetti cinematici del terreno, in cui al campo di primo step viene aggiunta la componente verticale w della velocità, stimata sulla base dell'orografia e della

stabilità atmosferica.

- Flussi di pendio, in cui alle componenti orizzontali dei primi livelli viene aggiunta una correzione che tenga conto, nelle zone ad orografia complessa, dell'effetto di venti di pendio, la cui intensità è legata alla struttura orografica ed al flusso di calore sensibile.
- Effetti di blocco del terreno, in cui, in condizione di forte stabilità, le componenti orizzontali dei primi livelli risalenti lungo un rilievo, vengono rese tangenti all'ostacolo.

Si rimanda all'Appendice B per una trattazione analitica sugli effetti relativi al campo di vento di primo step.

5.2.2 Campo di vento di secondo step

Il secondo step della procedura per la formulazione del campo di vento finale consiste nell'introduzione di valori osservati (di velocità e direzione del vento) nel campo di primo step. Esso è costituito da quattro substeps (Douglas e Kessler, 1988):

- Interpolazione, introducendo i dati osservati pesando maggiormente i punti di griglia in prossimità delle stazioni di osservazione.
- Smoothing, in modo da tenere conto delle eventuali discontinuità dovute all'introduzione dei valori osservati.
- Aggiustamento delle velocità verticali (secondo il metodo suggerito da O'Brien 1970), imponendo che questa, al top del dominio, sia nulla.
- Minimizzazione della divergenza, per rendere nuovamente *mass-consistent* il campo di vento orizzontale rispetto all'aggiustamento della componente verticale.

Si rimanda all'Appendice B per una trattazione analitica dei quattro substeps per la correzione relativa al campo di vento di secondo step.

5.3 Modello micrometeorologico

5.3.1 Parametrizzazioni: flusso di calore superficiale e flusso di momento

Per migliorare la qualità della predizione della dispersione in atmosfera è necessaria la completa conoscenza dello strato limite atmosferico (ABL). I principali parametri necessari alla descrizione della struttura dello strato limite sono il flusso di calore superficiale (Q_h), il flusso di momento superficiale (ρu_*^2), e l'altezza dello strato limite atmosferico (h). Da questi possono essere derivati molti altri parametri come ad esempio la velocità di frizione o d'attrito (u_* che dà indicazioni sull'entità della turbolenza atmosferica generata da fattori meccanici), la scala di velocità convettiva (w_* indice delle velocità verticali originate dai moti convettivi), e la lunghezza di Monin-Obukhov (L , rapporto tra l'intensità della turbolenza prodotta da fattori meccanici e quella di origine convettiva). Questi parametri possono essere valutati dal modello, a partire da osservazioni meteorologiche disponibili di routine, tramite l'uso di due diversi metodi: il metodo del profilo e il metodo del bilancio energetico.

Il primo metodo richiede un minimo di una misura della velocità del vento ad una certa altezza e la differenza di temperatura fra due altezze dello strato superficiale; inoltre è necessaria la conoscenza della temperatura dell'aria e la rugosità caratteristica della superficie. Per calcolare i flussi superficiali, questo metodo, usa la teoria della similarità di Monin-Obukhov in modo iterativo.

Il metodo del bilancio energetico calcola il flusso di calore superficiale mediante la parametrizzazione dei termini incogniti dell'equazione del bilancio energetico superficiale.

5.3.2 Strato limite sulla superficie terrestre

Il modello micrometeorologico CALMET usa il metodo del bilancio energetico di van Ulden e Holtslag (1983) secondo il quale il bilancio superficiale terrestre (il cui schema semplificato è riportato in figura 5.2) può essere scritto:

$$Q_* + Q_f = Q_H + Q_e + Q_g \quad (5.2)$$

- dove Q_* è la radiazione solare netta (W/m^2);
 Q_f è il flusso di calore antropogenico (W/m^2);
 Q_H è il flusso di calore sensibile (W/m^2);
 Q_e è il flusso di calore latente (W/m^2);
 Q_g è il flusso di calore immagazzinato dal suolo (W/m^2).

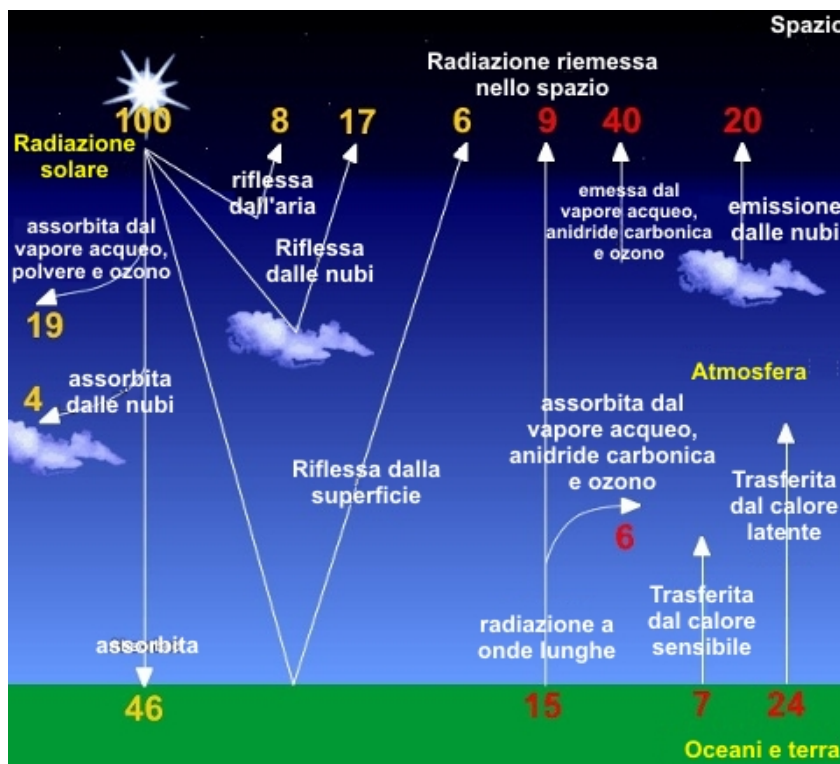


Figura 5.2: Schema semplificato del bilancio energetico sulla superficie terrestre.

Per una trattazione analitica del bilancio energetico in questione, si rimanda all'Appendice B.

5.3.3 Strato limite atmosferico marino

Le proprietà termiche ed aerodinamiche dei corpi idrici fanno sì che, per la caratterizzazione dello strato limite atmosferico, vengano utilizzati metodi differenti rispetto a quelli usati al di sopra della superficie terrestre. Una delle più importanti differenze fra lo strato limite marino e quello continentale è l'assenza di un elevato

calore sensibile superficiale prodotto dalla radiazione solare. CALMET, per la determinazione dei parametri micrometeorologici, usa una tecnica del profilo che si basa sulla differenza di temperatura aria-mare e sulla velocità del vento. Occorre però notare che questo metodo necessita di particolare attenzione per quelle zone in cui non sono disponibili dati attendibili delle differenze di temperatura in quanto si è dimostrato molto sensibile all'accuratezza della loro determinazione.

Si rimanda all'Appendice B per una trattazione analitica del modulo relativo al calcolo dei parametri micrometeorologici sull'acqua.

5.3.4 Campo di temperatura tridimensionale

CALMET ricostruisce il campo di temperatura tridimensionale in base ai dati superficiali, ai profili e all'altezza locale dello strato convettivo preventivamente stimata col metodo del bilancio energetico. I passi principali della procedura sono:

1. interpolazione spaziale lineare dei dati di temperatura dei profili in ogni cella della griglia;
2. interpolazione lineare nel tempo fra sondaggi consecutivi per ottenere temperature appropriate in ogni livello z per una data ora;
3. calcolo dei fattori di ponderazione $1/r^2$ per ogni profilo per la (i,j) -esima colonna della griglia. (La distanza è formulata in unità adimensionali di celle di griglia, con un valor massimo uguale a 1.0 per le celle adiacenti al profilo);
4. uso di questi fattori di ponderazione $1/r^2$ per il calcolo del campo di temperatura mediato spazialmente in ogni colonna (i,j) e in ogni livello verticale k (Questo campo di temperatura, $T_{i,j}$, è basato solamente sui dati dei profili);
5. sostituzione delle temperature del livello superficiale, $T_{i,j,k}$, con la media spazialmente ponderata delle osservazioni di temperatura delle stazioni superficiali per l'ora corrente;
6. calcolo delle temperature per tutti gli strati della griglia incluso lo strato contenente l'altezza di mescolamento convettivo assumendo fra quest'ultimo e quello superficiale un lapse-rate adiabatico, γ , di -0.0098 °C/m. (Si dovrebbe inoltre notare che le temperature del livello contenente l'altezza di mescolamento sono calcolate come media di tre punti: due sono le temperature delle facce della cella e una quella del top della cella).

Capitolo 6

Monitoraggio comparato della bassa troposfera

6.1 Introduzione

Lo studio dei fenomeni e dei fattori che determinano la dinamica dello strato limite planetario relativamente ad una determinata area geografica, necessita di una varietà di strumenti capaci di fornire una molteplicità di informazioni, la cui visione sinottica restituisca un quadro attendibile anche per formulare eventuali previsioni evolutive. Nell'ambito di una collaborazione di tre enti (il **CNISM**, Consorzio Nazionale Interuniversitario per le Scienze Fisiche della Materia dell'Università Federico II di Napoli, il **CNR ISAFoM**, Istituto per i Sistemi Agricoli e Forestali del Mediterraneo di Ercolano (NA) ed il **Co.ri.s.ta.** Consorzio di Ricerche per i Sistemi di Telesensori Avanzati di Napoli), che a diverso titolo, si occupano del monitoraggio della bassa atmosfera, è stata condotta una campagna di monitoraggio atmosferico durante un completo ciclo diurno con l'uso simultaneo di diversi strumenti e metodologie, integrata con le simulazioni ottenute con i modelli MM5 e CALMET.

I dati sperimentali sono stati raccolti mediante l'utilizzo di diversi dispositivi scientifici, suddivisibili in due categorie:

- *Strumentazione di terra*: due lidar (**Light Identification Detection and Ranging**) in configurazione sia fissa che mobile, un palo anemometrico, un palo meteorologico.
- *Strumentazione da piattaforma aerea*: Mobile Flux Platform, a bordo del velivolo Sky Arrow ERA.

Ad affiancare il set di dati raccolti sono state simulate con i modelli MM5 e CALMET, precedentemente descritti nei capitoli 4 e 5, le evoluzioni atmosferiche nei siti e nelle ore oggetto di studio.

6.2 Un ciclo diurno di misure

La parte sperimentale del presente lavoro di tesi si è concretizzata mediante il monitoraggio della dinamica degli strati bassi del PBL, per un arco temporale di circa ventiquattro ore, al fine di osservare l'evoluzione dello strato limite planetario e studiarne la struttura su due diversi siti della Campania; i risultati ottenuti sono stati poi comparati con quelli simulati con i modelli meteorologici. Le zone investigate sono state la città di Napoli e la cittadina prevalentemente rurale di Pontecagnano (SA). Si sono volute studiare in particolare:

- le differenze fra il ciclo diurno del PBL nell'area urbana di Napoli e quello nell'area rurale presso Pontecagnano (SA) e ciò in relazione sia alla presenza di forzanti locali come le brezze di mare e di terra, sia per una differente orografia presentata dai due siti.
- l'evoluzione su scala media (i due siti distano circa 70 Km) di eventuali fenomeni di trasporto advettivo di aerosol eventualmente presenti alle quote oltre il PBL.

Per la campagna di monitoraggio delle zone di interesse sono state rese disponibili:

1. una stazione fissa allocata a Pontecagnano, con un lidar mobile in dotazione al *Co.r.i.s.t.a.* e con un palo sonico in dotazione all'*ISAFoM*;
2. una piattaforma aerea, strumentazione cioè a bordo di un velivolo Sky Arrow di stanza presso l'aeroporto di Salerno-Pontecagnano, in dotazione all'*ISAFoM*;
3. una stazione fissa sulla collina di Monte Sant'Angelo, a 118 metri sopra il livello del mare nella città di Napoli, con un lidar ed una stazione meteo in dotazione al *CNISM*.

Gli apparati sperimentali, utilizzati in questa campagna di misure, sono descritti nell'Appendice C di questo lavoro di tesi.

6.3 Analisi dei dati raccolti

6.3.1 I dati della stazione di Pontecagnano.

6.3.1.1 Il Palo anemometrico.

L'anemometro sonico ha effettuato misure, dalle quali successivamente si è ottenuta la media ogni mezz'ora, delle seguenti grandezze:

- la temperatura dell'aria a 10 metri.
- le componenti lungo tre direzioni ortogonali del vento medio, indicate con u (ovest-est), v (sud- nord) e w (dal basso verso l'alto), e la varianza dalla media delle stesse componenti
- l'intensità del vento su un piano orizzontale e la direzione di provenienza
- il flusso di calore sensibile ovvero il budget radiativo nell'infrarosso, che risulta positivo quando la terra riscalda l'aria e negativo nel caso contrario

I valori ottenuti sono riportati nelle seguenti figure 6.1, 6.2, 6.2, 6.3, 6.4.

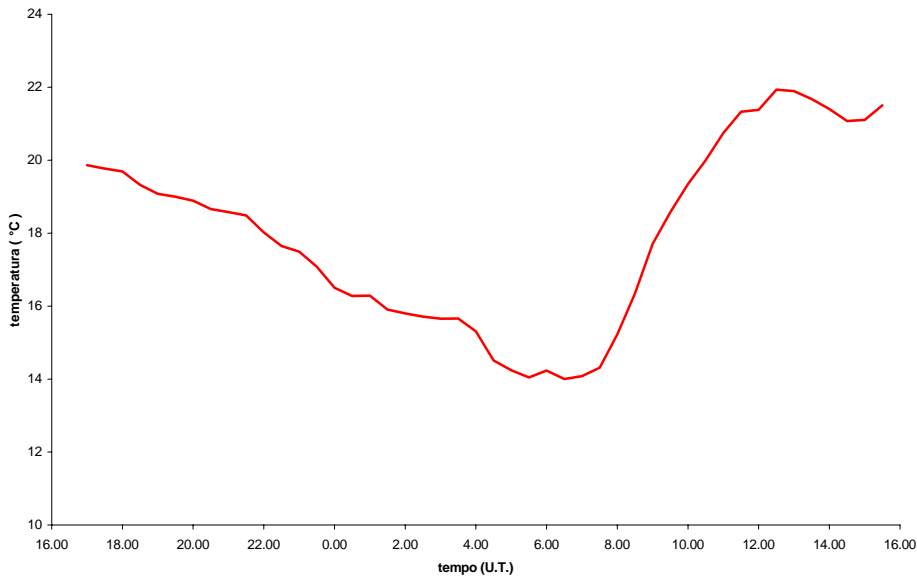


Figura 6.1: Pontecagnano 9/10 Maggio 2005, andamento della temperatura al suolo in gradi centigradi.

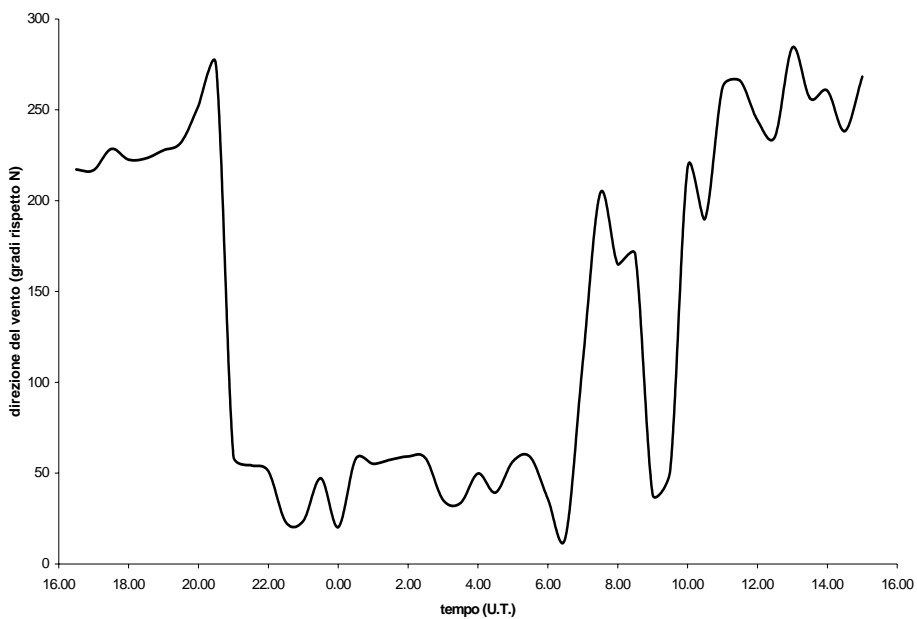


Figura 6.2: Pontecagnano 9/10 Maggio 2005, direzione del vento a terra.

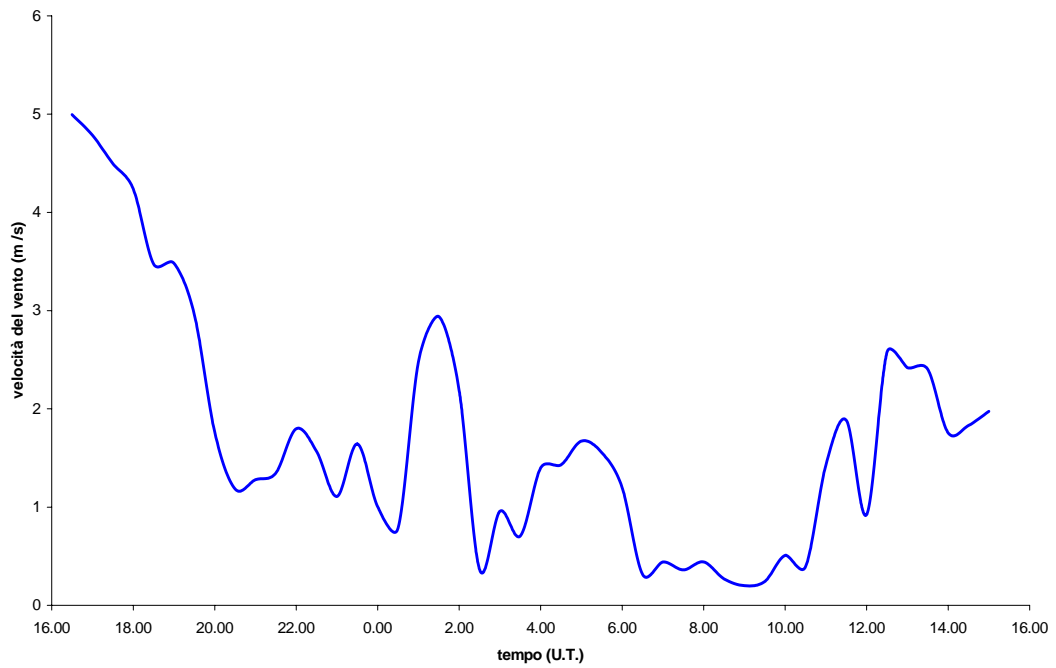


Figura 6.3: Pontecagnano 9/10 Maggio 2005, andamento della componente orizzontale della velocità del vento a terra durante il ciclo di misure.

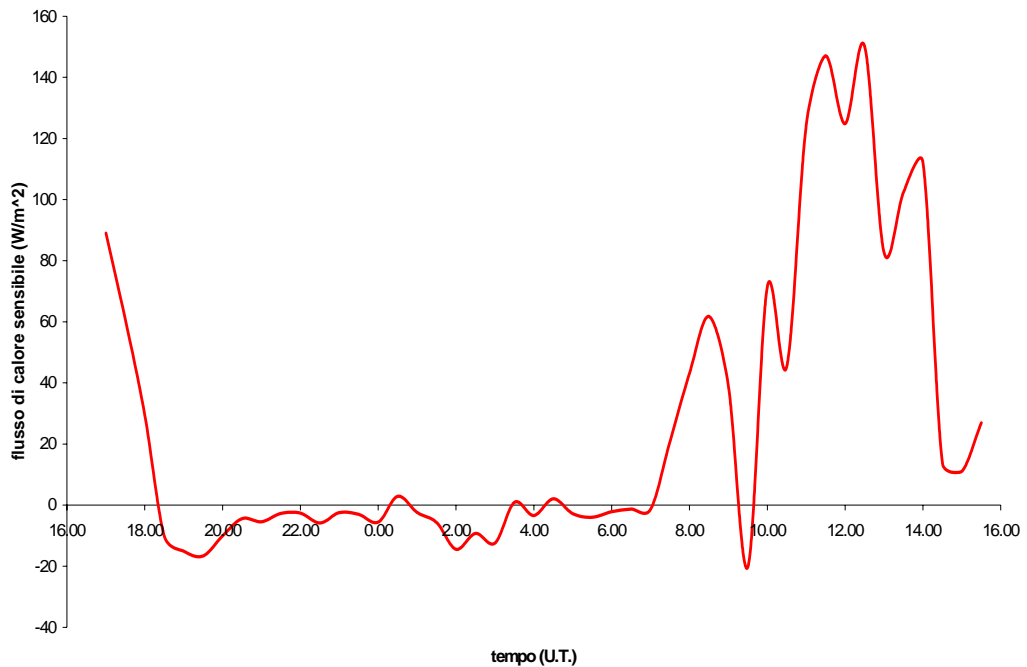


Figura 6.4: Pontecagnano 9/10 Maggio 2005, andamento del flusso di calore sensibile a terra. I valori positivi si riferiscono ad un flusso verso l'alto, viceversa se negativi.

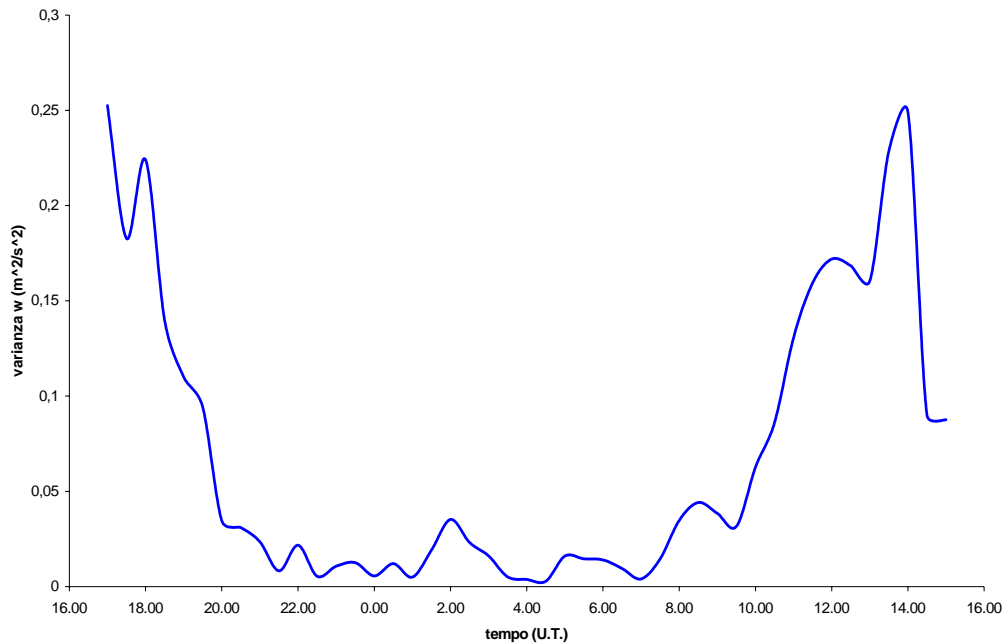


Figura 6.5: Pontecagnano 9/10 Maggio 2005, andamento della varianza della componente verticale del vento a terra durante il ciclo di misure.

6.3.1.2 I dati della piattaforma aerea.

L'aeromobile Sky Arrow con al comando il pilota del CNR *Francesco Ruggiero*, ha effettuato un solo volo durato circa mezz'ora a partire dall'inizio delle acquisizioni lidar. Di tutte le grandezze misurate in funzione della quota attorno alle ore 17:00 del 9 maggio 2005, sono stati effettivamente processati ed utilizzati in questo lavoro di tesi i dati relativi alle seguenti grandezze, di cui si dispone dei profili in quota, fino a circa 2150 metri:

- temperatura;
- pressione;
- componenti del vento (u, v e w) e varianza della componente verticale w ;
- temperatura di rugiada (definita come la temperatura a cui bisogna raffreddare una massa d'aria affinché questa condensi);

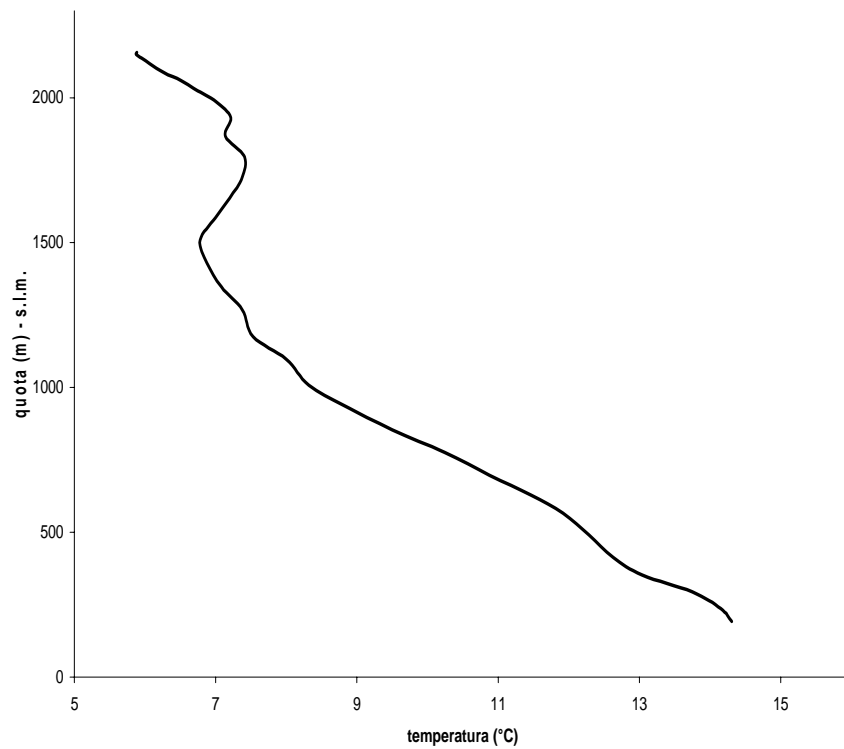


Figura 6.6: Pontecagnano ore 17:00 U.T. profilo di temperatura. Si osservi la presenza dell'inversione alla quota di circa 1500 m.

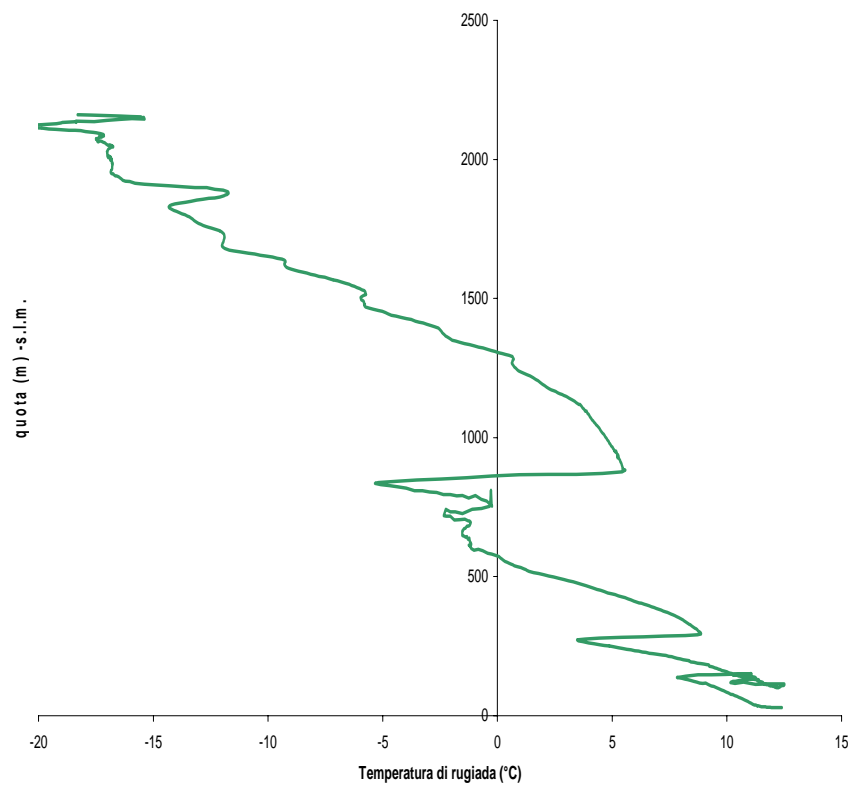


Figura 6.7: Pontecagnano ore 17:00 U.T. profilo di temperatura di rugiada.

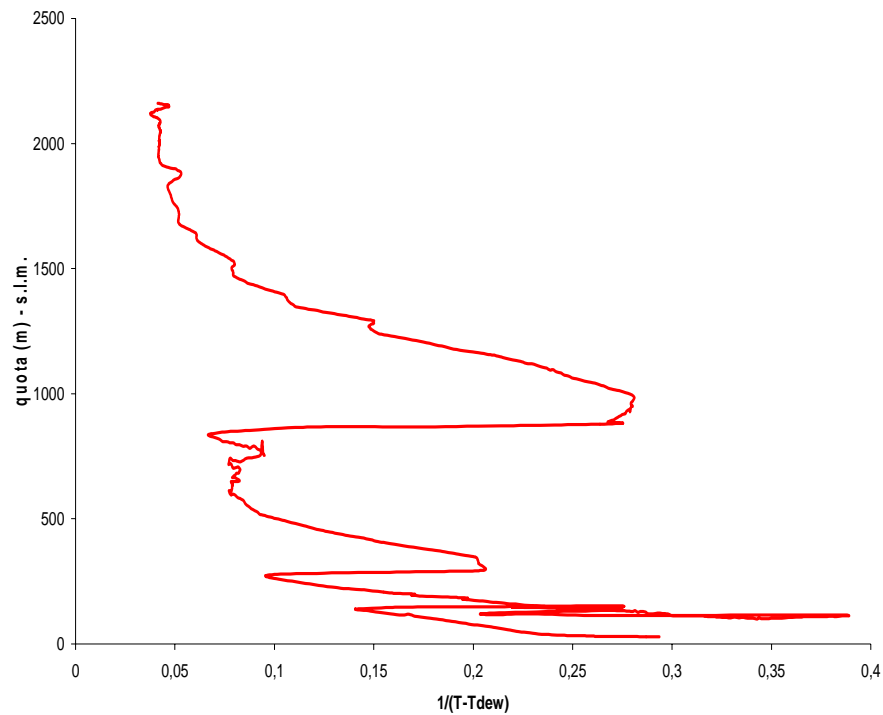


Figura 6.8: Pontecagnano ore 17:00 U.T. profilo di $1/(T-T_{dew})$ grandezza proporzionale all'umidità relativa. Si osservano tre strati a maggiore umidità relativa di cui il più esteso si riscontra attorno a quota 1000m.

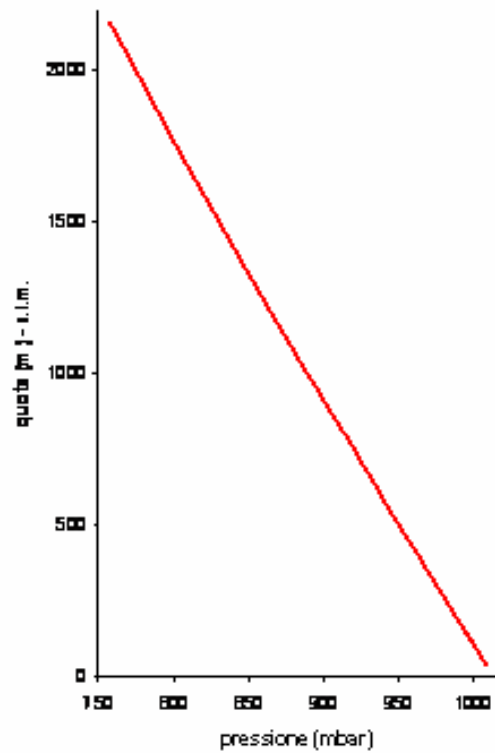


Figura 6.9: Pontecagnano ore 17:00 U.T. profilo di pressione.

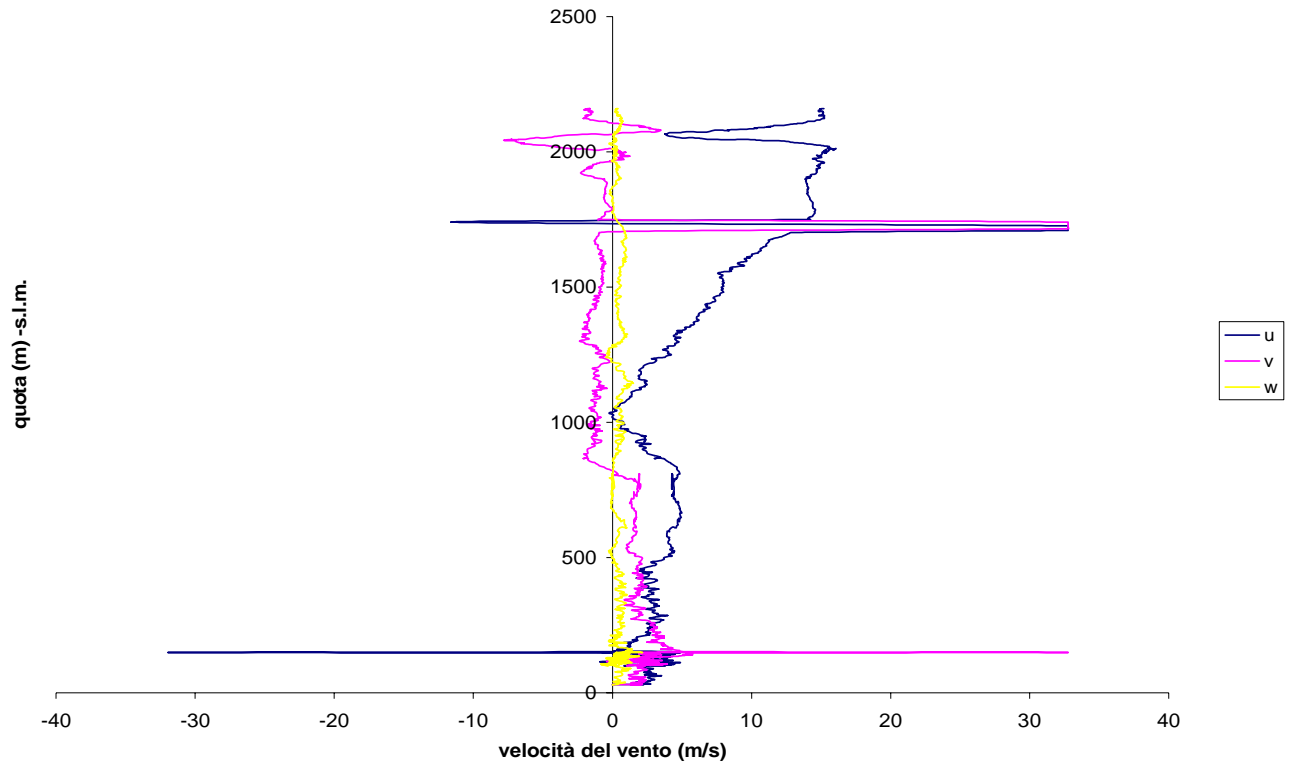


Figura 6.10: Pontecagnano ore 17:00 U.T. profilo delle componenti di vento u(ovest-est), v(sud-nord) e w (dal basso verso l'alto). Si osservi che a partire da 1000 m la componente u da ovest si rafforza.

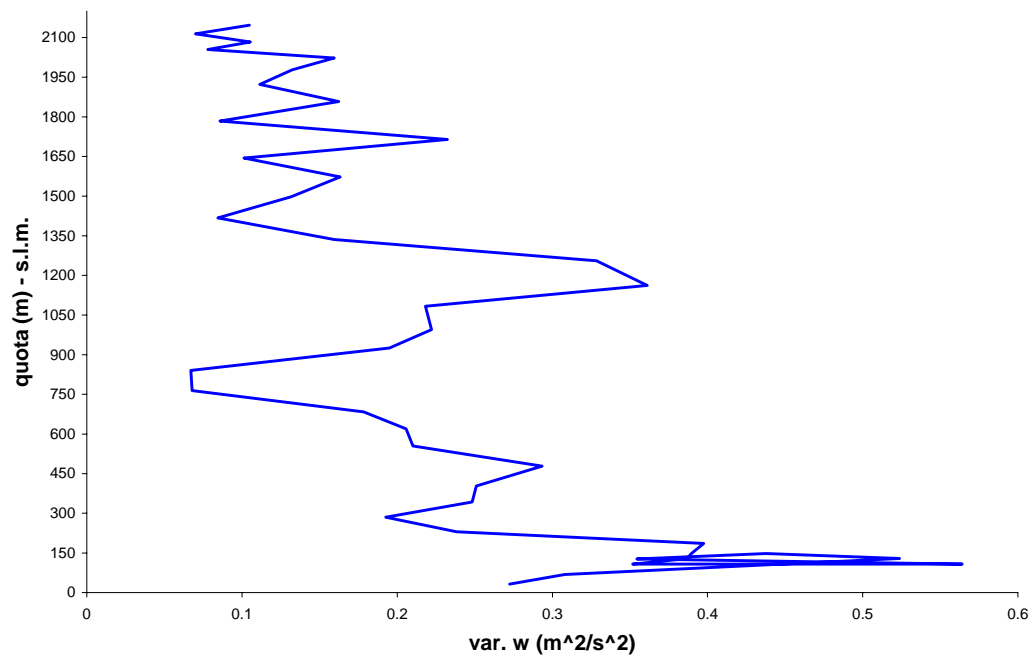


Figura 6.11: Pontecagnano ore 17:00 U.T. profilo della varianza della componente verticale di vento quale indicatore di turbolenza. Il profilo mostra tre strati distinti all'interno del PBL: uno a quote molto basse si estende fino a circa 200m. Il secondo da 200 a 750 m con un picco a 450 m ed il terzo da 800 a 1400 m.

I profili graficati nelle figure da 6.6 a 6.11 sono stati forniti con un intervallo di quote fra due dati successivi che non è fisso ma dipendente dalla velocità verticale dell'aereo. In ogni caso, tale intervallo di quote risulta essere dell'ordine del metro. In figura 6.12 è invece riportato il profilo della temperatura potenziale calcolato secondo la definizione data nel Capitolo 2 al paragrafo 2.4.1, e nella figura 6.13 vi è il relativo gradiente verticale.

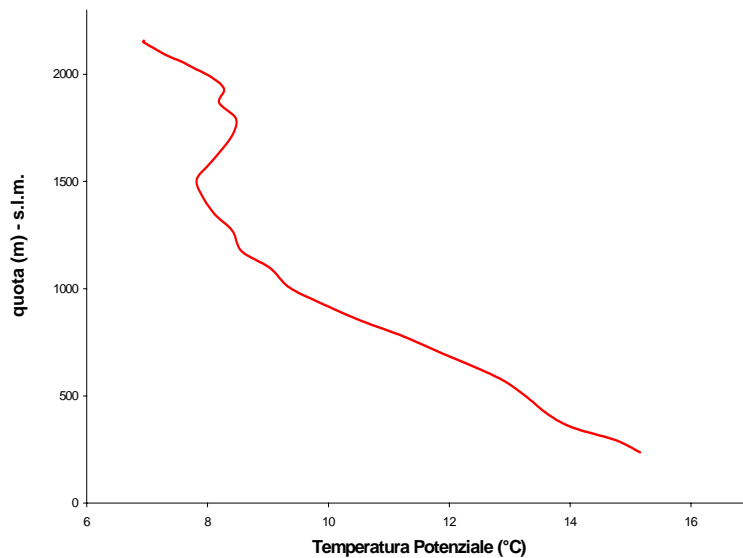


Figura 6.12: Pontecagnano ore 17:00 U.T. profilo di temperatura potenziale. Il profilo mostra una inversione di temperatura attorno a quota 1500 m.

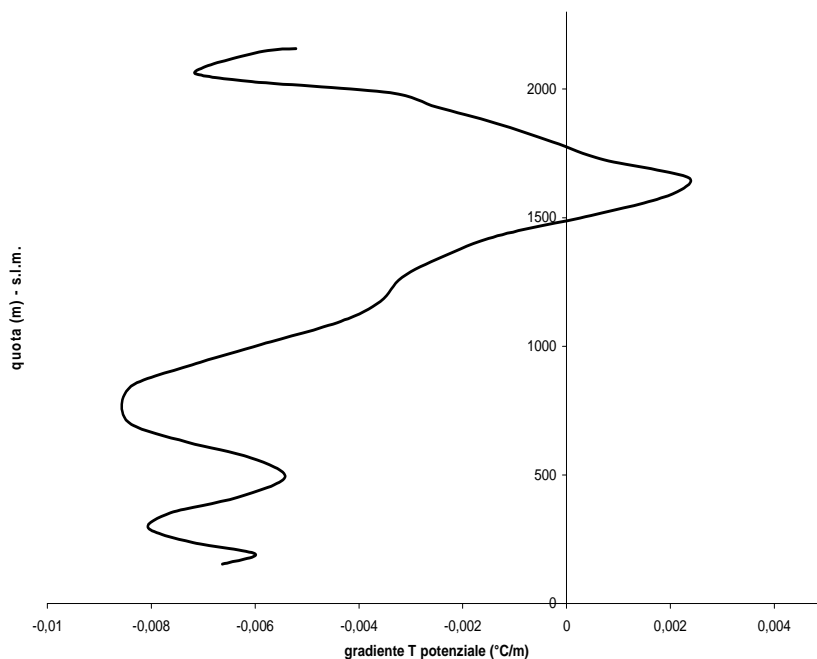


Figura 6.13: Pontecagnano ore 17:00 U.T. profilo del gradiente di temperatura potenziale. Si osservi che diviene positivo a 1500 m.

6.3.1.3 I dati lidar

L'acquisizione dei dati sperimentali da parte delle due stazioni di monitoraggio è partita in contemporanea alle ore 16:37 (U.T.)¹ del giorno 9 maggio 2005, in concomitanza dell'avvicinamento dell'aeromobile Sky Arrow alla pista aeroportuale per la fase di decollo. Il sistema lidar Co.ri.s.t.a. ha effettuata una acquisizione ininterrotta in fotoconteggio (segnale digitale) fino alle 15:30 circa del giorno successivo, il 10 maggio, del segnale di retrodiffusione elastica (in cui la lunghezza d'onda del segnale retrodiffuso coincide con quello dell'impulso laser) relativo alla lunghezza d'onda $\lambda = 532$ nm, salvo brevi sospensioni di qualche minuto, utilizzate per monitorare l'energia per impulso della radiazione laser emessa o per verificare le condizioni di allineamento del sistema. In figura 6.14 è riportata la mappa RCS (Range Corrected Signal), cioè il segnale lidar corretto per la quota, che risulta essere proporzionale al quantitativo di particolato ed alle molecole presenti in atmosfera. Con riferimento a tale figura, l'analisi della mappa del segnale lidar, relativo alla lunghezza d'onda $\lambda = 532$ nm della stazione di Pontecagnano, mostra un quadro atmosferico suddivisibile in tre intervalli di quote caratterizzati da una certa omogeneità: quello fino a circa 1000 – 1500 metri in cui si osserva l'evoluzione del PBL, quello da circa 2000 – 4000 metri caratterizzato da una struttura aerosolica che mostra diverse similitudini con l'analoga struttura che si è osservata su Napoli ed infine l'intervallo di quote superiore a 4000 metri caratterizzato dalla presenza di cirri. Procediamo con l'analisi specifica dei primi due intervalli.

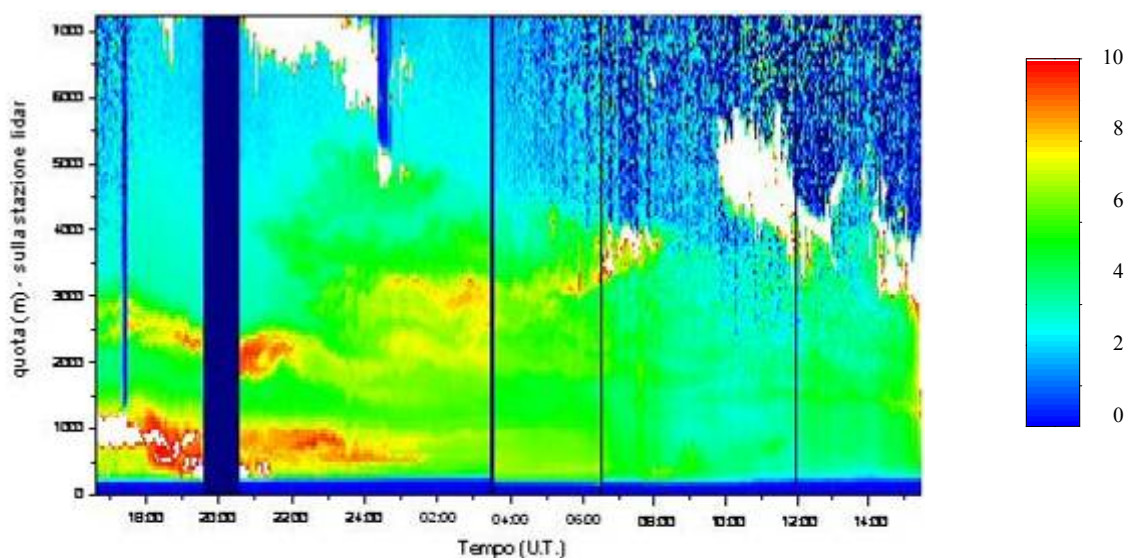


Figura 6.14: Pontecagnano 9/10 Maggio 2005, segnale RCS a $\lambda=532$ nm.

¹ Di qui innanzi, salvo diverse indicazioni, gli orari riportati saranno sempre Universal Time o brevemente U.T.

Nella figura 6.15 è riportata l'evoluzione dell'altezza media del PBL a Pontecagnano calcolata con il metodo del minimo assoluto del logaritmo dell'RCS.

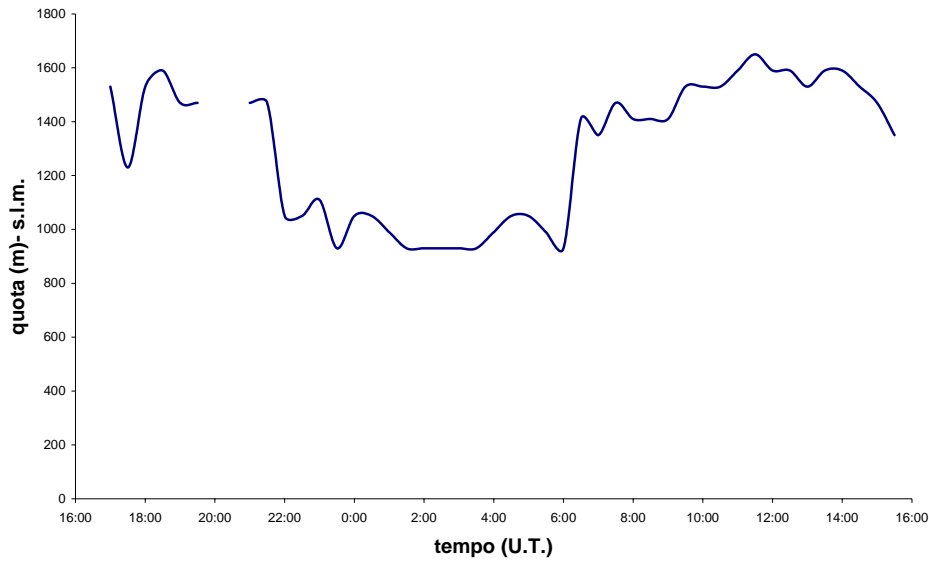


Figura 6.15: Pontecagnano, andamento del PBL.

Osserviamo che il valore del PBL relativo alle ore 17:00 del 9 Maggio 2005 (primo valore del grafico) è di 1530 metri. Allo stesso orario è relativo il profilo di temperatura misurato dall'aereo e riportato in figura 6.6, il quale mostra una inversione di temperatura, e quindi un'altezza del PBL, attorno alla quota di 1500 metri: tale valore è sicuramente compatibile con la misura fornita dal metodo lidar essendo l'RCS fornito con risoluzione di 60 metri. Anche la temperatura potenziale ed il gradiente di temperatura potenziale confermano la presenza di una inversione attorno a quota 1500 metri (vedi figure 6.12 e 6.13) e ciò ad ulteriore conferma della giustezza del valore di 1530 metri preso come altezza del PBL. Nella figura 6.16 è riportato il profilo di β_{aer} (coefficiente di backscattering dovuta alla parte aerosolica del fluido [$\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$]) relativo alle ore 17:00 che denota la presenza di una struttura aerosolica all'interno del PBL con una doppia stratificazione: la prima termina a circa 600 metri, mentre la seconda si distribuisce attorno a quota 1000 metri. Dal profilo della temperatura di rugiada (vedi figura 6.7) o meglio dall'inverso della differenza fra la temperatura e la temperatura di rugiada (vedi figura 6.8), che è proporzionale all'umidità relativa, e dal profilo della varianza della componente verticale di vento, quale indicatore del fenomeno di turbolenza atmosferica (vedi figura 6.11), si deduce che tali strutture sono caratterizzate da una notevole turbolenza ed umidità.

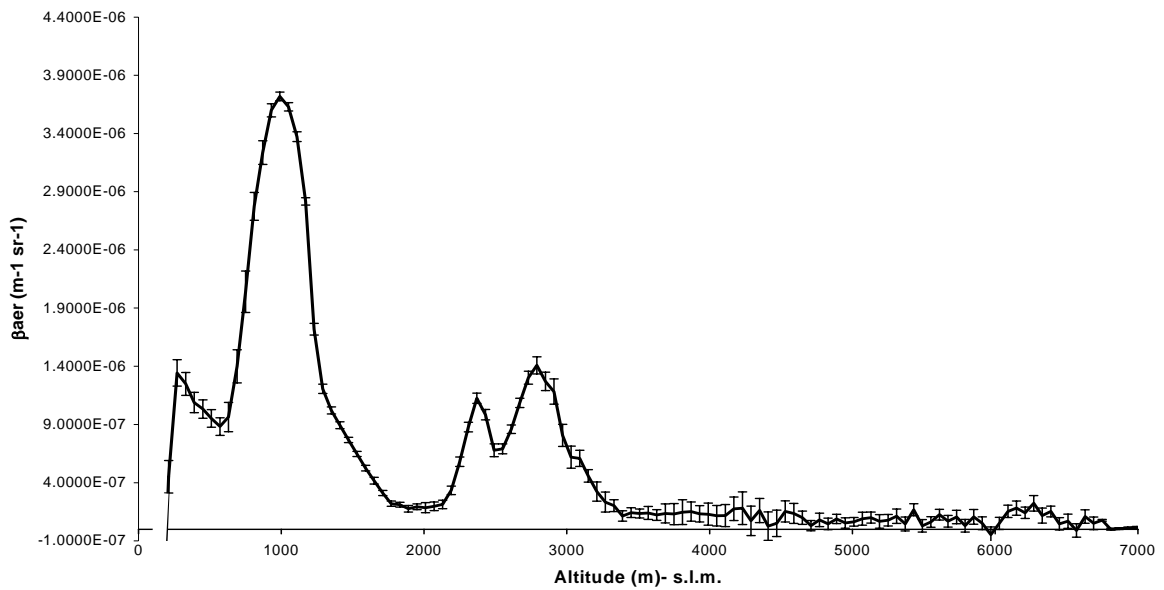


Figura 6.16: Pontecagnano, profilo di Beta aerosolico relativo alle ore 17:00 @ 532nm

Evidentemente queste due strutture corrispondono a quello che abbiamo definito nel Capitolo 2 come *Convective Boundary Layer*. In figura 6.17 è riportato l'andamento del coefficiente di correlazione fra il flusso di calore sensibile (vedi figura 6.4) e l'altezza del PBL di Pontecagnano, al variare del ritardo temporale fra i due. Si ottiene che la correlazione è massima dopo 60 minuti, questo significa che il PBL risponde alle variazioni indotte dal riscaldamento terrestre con un ritardo temporale di circa 1 ora. Allo scopo di mettere in evidenza la caratteristica dinamica turbolenta del PBL, in figura 6.18 è invece riportata la correlazione fra l'altezza del PBL e la varianza della componente verticale di vento. Si osserva un valore massimo sostanzialmente costante per ritardi temporali variabili fra zero e 50 – 60 minuti circa. Questo indica che lo stato della turbolenza in un determinato istante, stato del quale la varianza della componente verticale del vento è un indicatore sensibile, influisce sull'altezza del PBL per un intervallo di tempo fino a circa un'ora: questo valore può interpretarsi come una stima della scala temporale caratteristica delle componenti vorticosi che caratterizzano la turbolenza presente nello strato limite planetario.

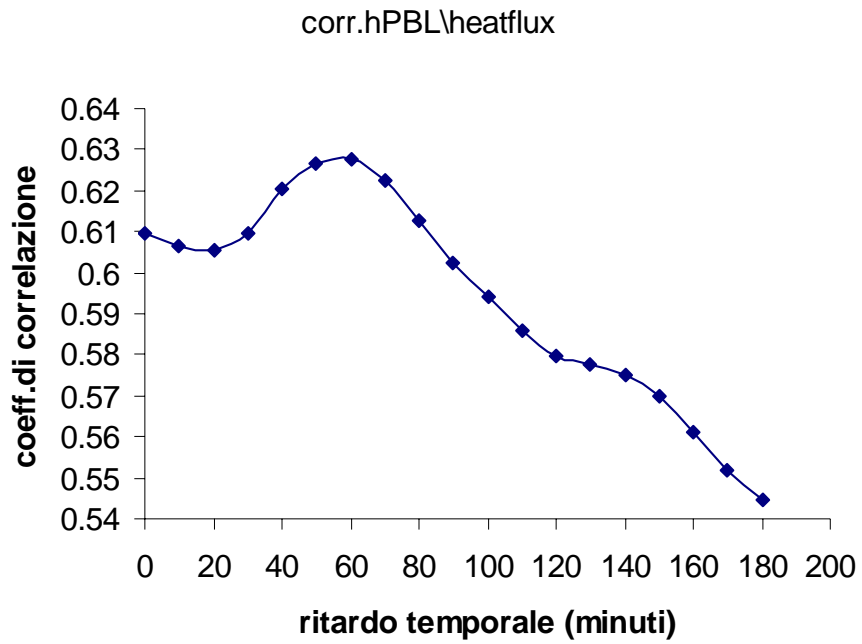


Figura 6.17: Pontecagnano, correlazione fra l'altezza del PBL ed il flusso di calore sensibile a terra. Il ritardo temporale è dato come multiplo intero di dieci minuti.

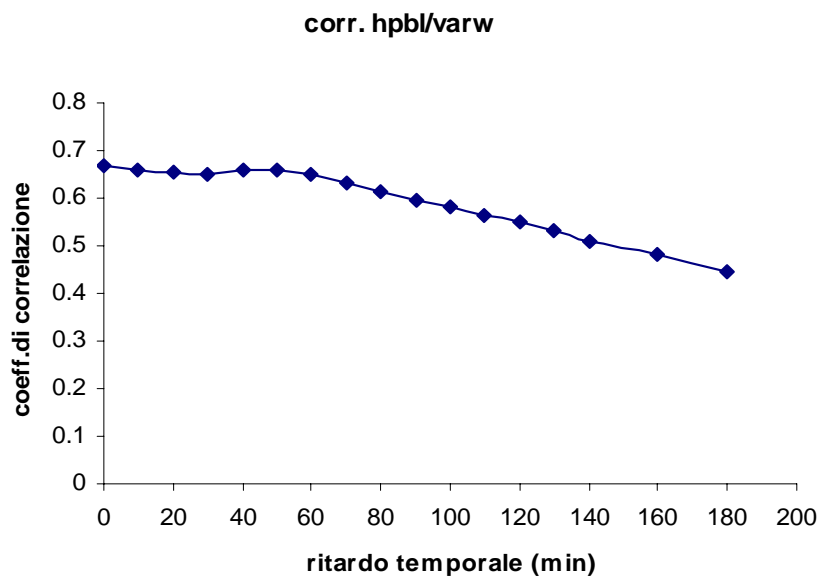


Figura 6.18: Pontecagnano, correlazione fra l'altezza del PBL e la varianza della componente verticale di vento .Il ritardo temporale è dato come multiplo intero di dieci minuti

6.3.2 I dati della stazione fissa di Napoli

In questo paragrafo facciamo riferimento ai dati acquisiti dalla stazione fissa di Napoli la cui acquisizione è partita, come già detto, alle 16:37 del 9 Maggio 2005 in contemporanea con Pontecagnano ed è terminata il 10 Maggio 2005 alle 15:30 circa per il sopraggiungere della pioggia.

6.3.2.1 I dati lidar

Tramite il sistema lidar *CNISM* si sono acquisiti profili lidar relativi al segnale di retrodiffusione elastica per le lunghezze d'onda $\lambda = 355$ e 532 nm. A partire dal tramonto e fino all'alba (più precisamente dalle 18:57 alle 02:57) si è attivata anche l'acquisizione dei canali Raman dell' N_2 e dell' H_2O . I segnali rilevati vengono moltiplicati per la quota al quadrato, sì da ottenere l'RCS. Nella figura 6.19 è riportata la mappa dell'RCS corrispondente all' elastico relativo a $\lambda = 355$ nm.

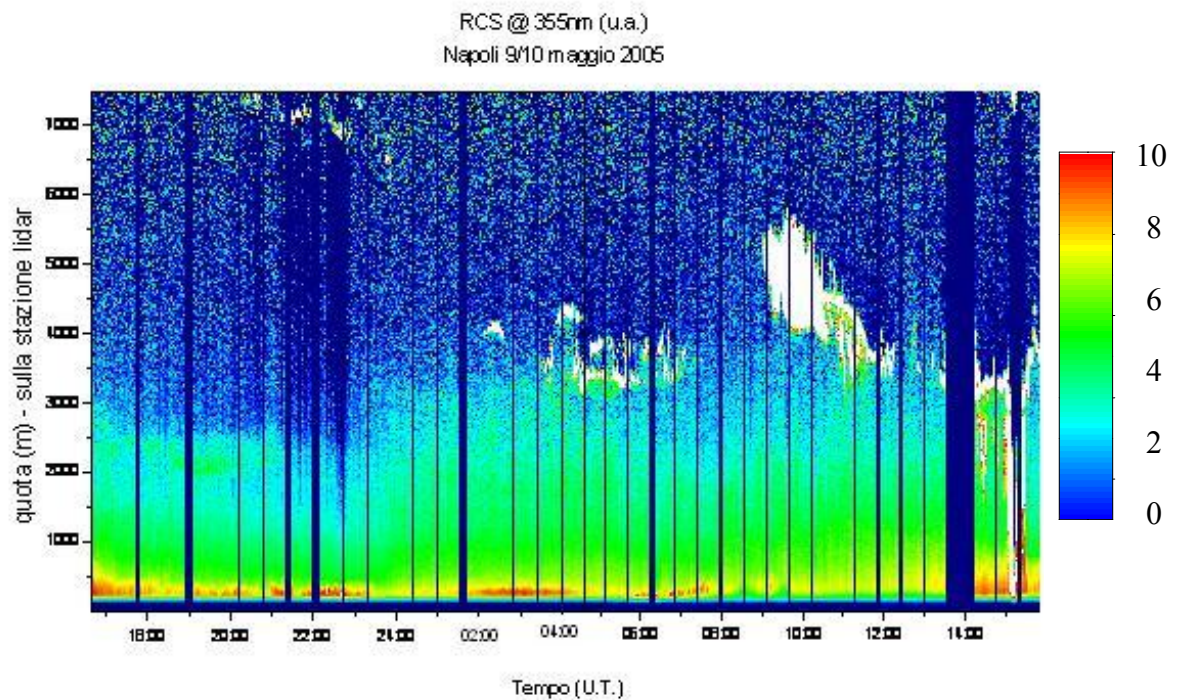


Figura 6.19: Napoli 9/10 Maggio 2005, segnale RCS alla lunghezza d'onda $\lambda=355$ nm.

Circa la mappa dell'RCS elastico relativo a $\lambda = 532 \text{ nm}$, a causa di problemi verificatisi con l'allineamento del sistema lidar, essa è disponibile, limitatamente all'intervallo temporale che va dalle 8:00 alle 8:35 del 10 Maggio 2005 ed è riportata in figura 6.20. I segnali mediati su mezz'ora e normalizzati al profilo molecolare, vengono utilizzati per il calcolo del coefficiente di retrodiffusione aerosolica β_{aer} con un algoritmo detto di Klett. Nel periodo in cui si dispone anche del segnale Raman si possono calcolare β_{aer} (la cui mappa è riportata in figura 6.21) e il coefficiente di estinzione aerosolica α_{aer} a mezzo degli algoritmi di Ansmann e Wandiger rispettivamente. Sottolineiamo l'utilità di quest'ultimo calcolo per poter avanzare ipotesi circa la natura del particolato presente in atmosfera.

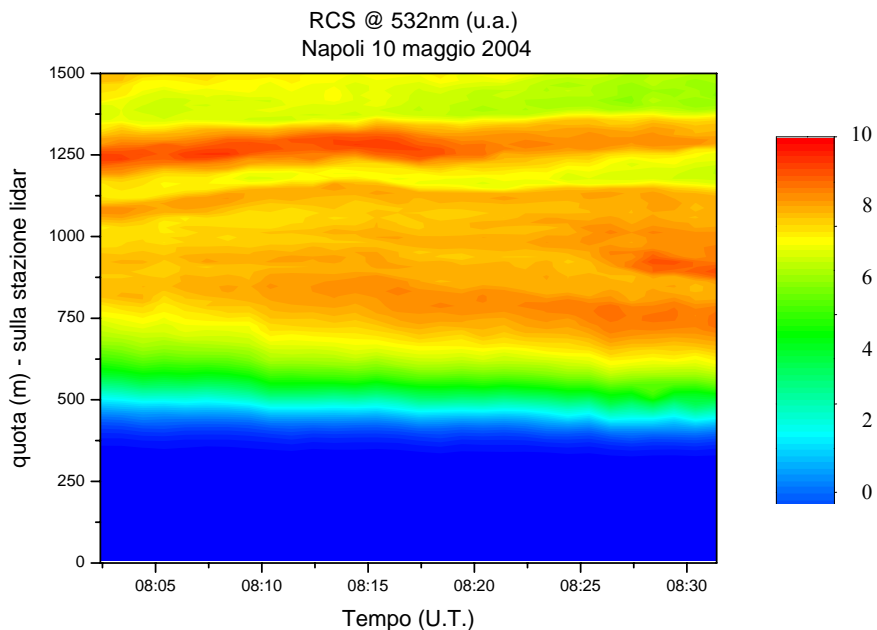


Figura 6.20: Napoli 10 Maggio 2005, segnale RCS a $\lambda=532 \text{ nm}$.

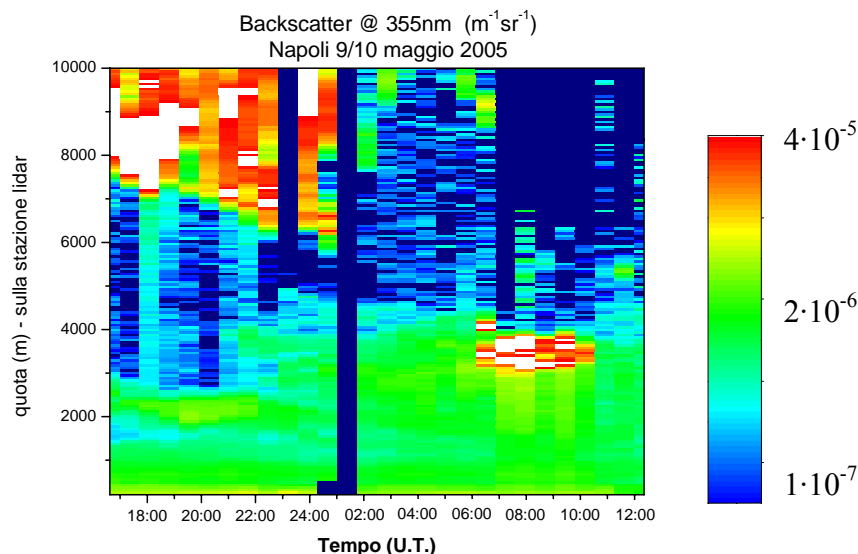


Figura 6.21: Napoli 9/10 Maggio 2005, segnale RCS a $\lambda=355 \text{ nm}$.

6.3.2.2 I dati della stazione meteorologica di terra.

Nella figura 6.22 è riportato l'andamento nel tempo della temperatura a terra. Questi dati insieme ai valori dell'umidità relativa, dell'intensità e direzione di vento e della pressione (qui non graficati) sono forniti, con risoluzione di un minuto, dalla stazione meteorologica di terra localizzata a Napoli.

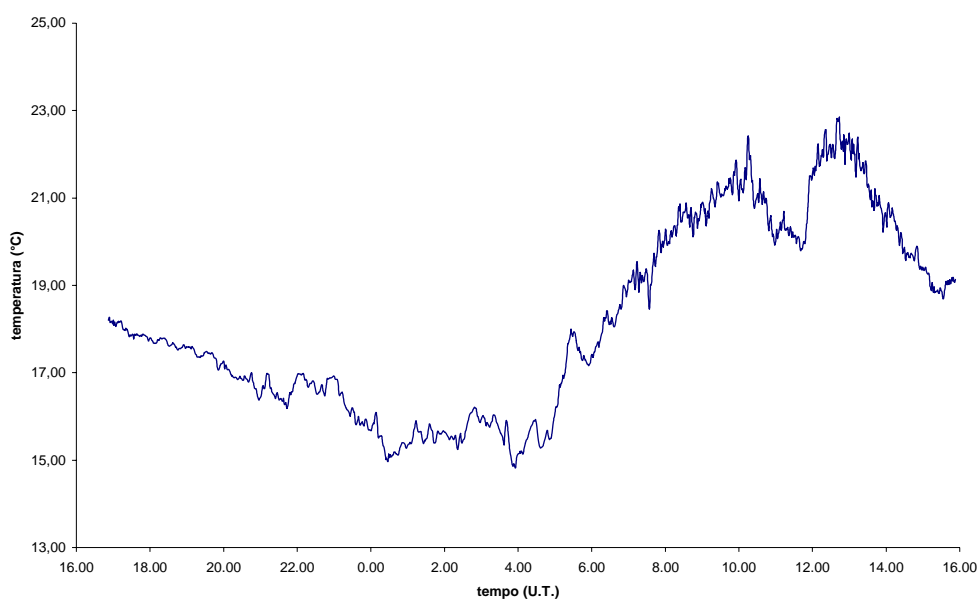


Figura 6.22: Napoli, andamento della temperatura a terra.

Con riferimento alla fig. 6.19, l'analisi della mappa del segnale lidar, relativo alla lunghezza d'onda $\lambda = 355$ nm della stazione di Napoli, mostra anch'essa un quadro atmosferico suddivisibile in tre intervalli di quote caratterizzati da una certa omogeneità interna. Nell'intervallo di quote fino a 1500 – 1800 metri circa, si osserva l'evoluzione del PBL e ciò naturalmente per l'intero ciclo di misure. Nell'intervallo di quote immediatamente successivo, e cioè fra i 2000 – 4000 metri circa, si osserva l'evolversi di una struttura aerosolica. Si tratta di un tipico fenomeno di trasporto advettivo". Esso si osserva in un arco temporale che comincia alle 16:37 del 9 Maggio 2005 e termina al mattino del 10 Maggio 2005, intorno alle ore 4:00 . In tale intervallo di quote, a partire dalle ore 9:00 circa si ha il comparire di nubi basse che danno origine, in seguito, a precipitazioni. Infine vi è un terzo intervallo di quote dai 4000 metri in su, caratterizzato dalla presenza sporadica di nubi d'alta quota, cirri (nubi delicate e trasparenti), come indica il valore molto basso del rapporto lidar (lidar ratio) misurato

per tali nubi e che risulta minore di dieci. Indicativo di questa situazione è il profilo di β_{aer} (coefficiente di retrodiffusione aerosolico, definito come l'energia incidente che viene retrodiffusa per unità di angolo solido e per spessore atmosferico unitario) riportato in fig. 6.23 e misurato nell'intervallo 00:43-01:13 del 10 Maggio 2005; si osservi come il valore del lidar ratio per le strutture presenti attorno a quota 10000 metri abbiano lidar ratio pari a 6, valore tipico di formazioni nuvolose di tipo cirro.

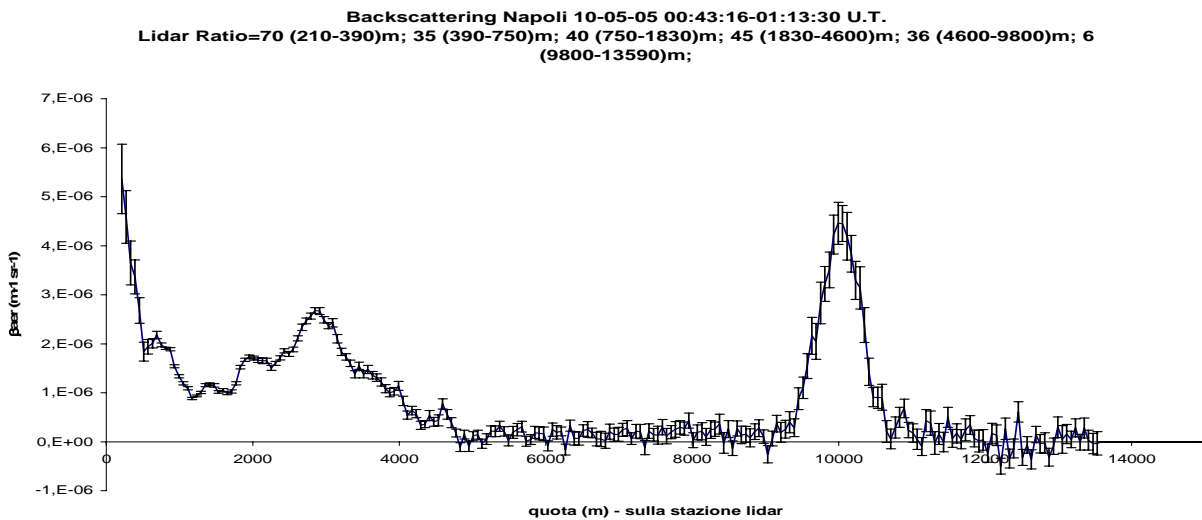


Figura 6.23: Napoli, profilo del beta aerosolico. Si noti la presenza di cirri a 10 km con lidar ratio caratteristico 6. A quote più basse le strutture del PBL fino a 1500 m; strutture aerosoliche fra 2000 e 4000 metri.

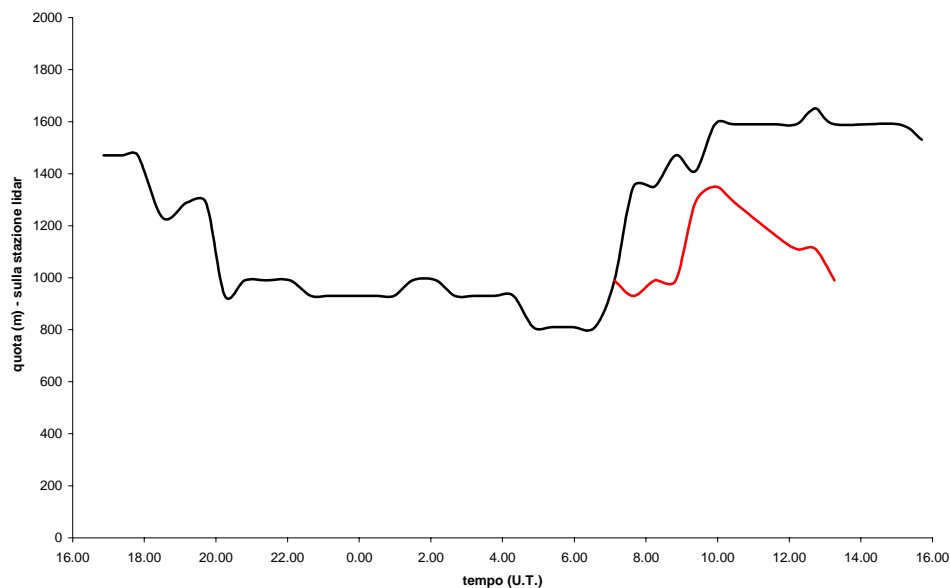
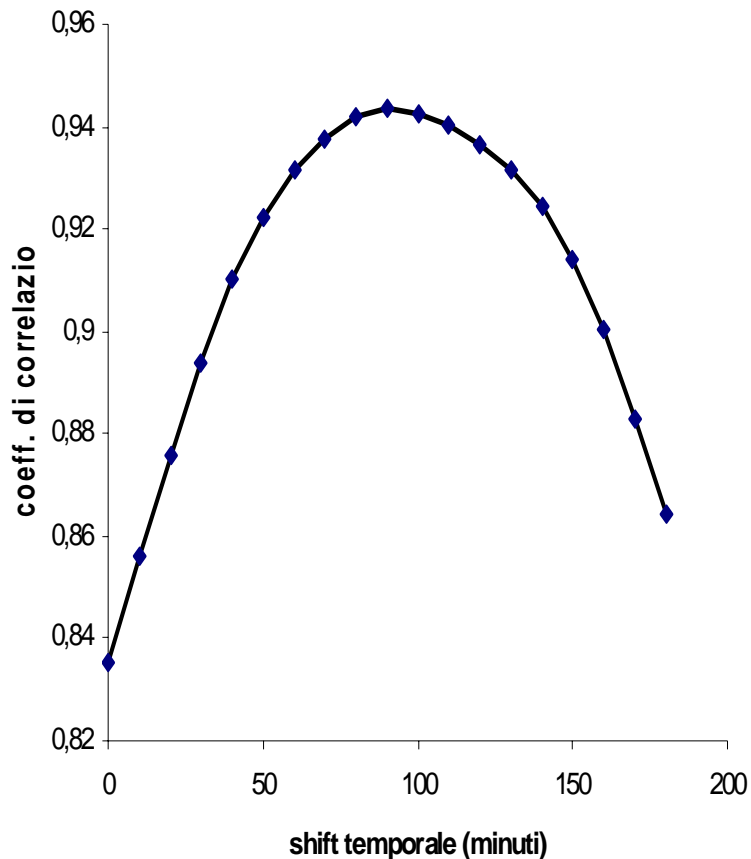


Figura 6.24: Napoli, l'evoluzione dell'altezza media del PBL (tratto nero). A partire da circa le 7:00 del mattino è presente una struttura interna la cui altezza è indicata in rosso andamento della temperatura a terra.

Nella figura 6.24 è indicata (tratto nero) l'evoluzione, durante tutto il ciclo diurno di misure, dell'altezza media del PBL calcolata come minimo assoluto della derivata del logaritmo dell'RCS relativo a misure di mezz'ora. In rosso sono indicate le quote in cui compare anche un minimo relativo ad indicare la presenza di uno strato di aerosol interno al PBL.



Si osservi come tale evoluzione segua l'alternarsi del giorno e della notte e quindi risponda al manifestarsi o venir meno dei forzanti superficiali. A tal proposito è indicativo lo studio del coefficiente di correlazione (vedi figura 6.25) fra l'andamento temporale della temperatura a terra (vedi figura 6.22) e l'altezza media del PBL e ciò al variare del ritardo temporale fra questi due dati.

Figura 6.25: Napoli, coefficiente di correlazione fra l'h del PBL e la temperatura. al variare dello shift temporale fra queste due grandezza che è multiplo intero di 10 minuti.

Si osserva la presenza di un massimo pari a circa 0.94 in corrispondenza di un ritardo di circa 90 minuti. Questo sta ad indicare che la variazione di temperatura è fortemente correlata alla variazione dell'altezza del PBL, che si verifica dopo circa 90 minuti da quella. E' interessante notare come a partire dalle 7:00 circa del mattino l'intensità del vento oscilla attorno ad un valore medio crescente (vedi figura 6.26) e

contemporaneamente si manifesti una doppia stratificazione all'interno del PBL con l'altezza dello strato interno indicata in rosso nella figura 6.24.

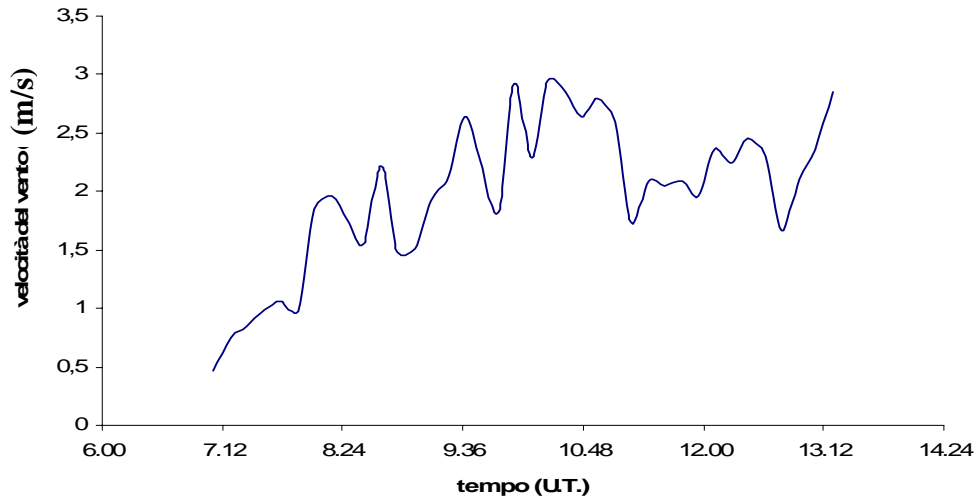
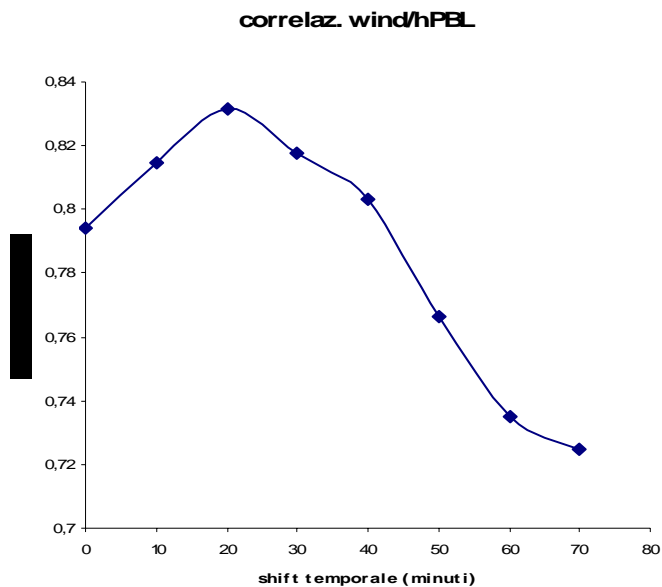


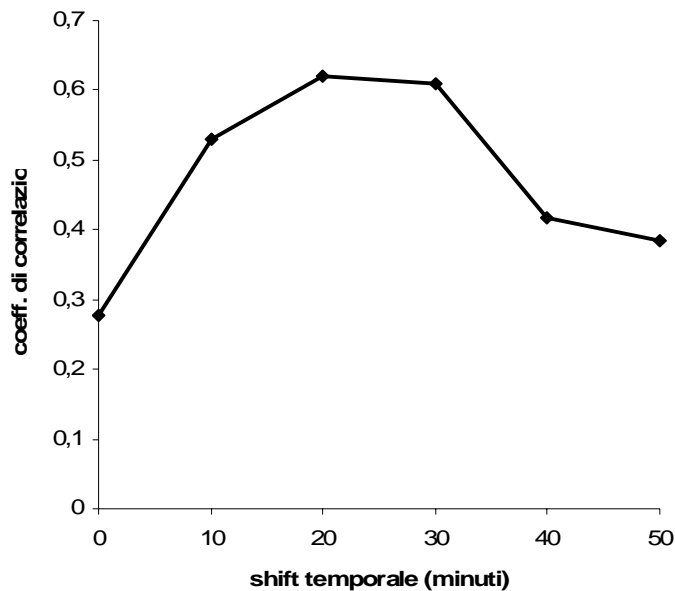
Figura 6.26: Napoli, particolare dell'intensità della componente parallela del vento misurata a terra al mattino.



Uno studio della correlazione con ritardo temporale multiplo di dieci minuti fra l'intensità del vento e l'altezza h del PBL è riportato in figura 6.27. Si osserva un picco pronunciato attorno ad un valore del ritardo temporale di circa 20 minuti.

Figura 6.27: Napoli, correlazione fra l'altezza del PBL e l'intensità del vento al mattino.

E' interessante osservare come a partire dalle 10:15 circa, il vento cominci a spirare da Sud Ovest in regime di brezza, determinando, insieme alla riduzione della radianza solare dovuta a fenomeni di nuvolosità estesa, la diminuzione della temperatura di 1-2



°C. E' interessante notare come questo fenomeno sia correlato con l'andamento dello strato interno al PBL, secondo quanto mostrato nella figura 6.28, e che il valore massimo di correlazione si abbia per un ritardo temporale che anche in questo caso è di 20 minuti ed attorno ad un picco abbastanza stretto.

Figura 6.28: Napoli, correlazione fra l'h del PBL e l'intensità della brezza.

6.4 La struttura aerosolica sopra il PBL

Nell'intervallo di quote posto sopra il PBL si osserva anche a Pontecagnano una struttura aerosolica che le backtrajectories schematizzate in figura 6.29, indicano avere la stessa origine transatlantica di quella vista a Napoli. Dal profilo di vento misurato alle 17:00 con l'aereo (vedi figura 6.22) si ha che, a partire da quota 1000 metri, la componente di provenienza occidentale si rafforza e si stabilizza a partire da quota 2000 metri attorno ad un valore di circa 15 m/s. Al contempo è presente una componente da nord di circa 1.6 m/s. Dunque, oltre 2000 metri il vento proviene da Ovest – Nord/Ovest con intensità pari a circa 55 km/h. Approssimativamente lungo la direzione di provenienza del vento è peraltro posta Napoli rispetto a Pontecagnano ad una distanza di circa 70 km in linea d'aria. Queste osservazioni candidano la struttura osservata a Pontecagnano ad essere la stessa osservata a Napoli.

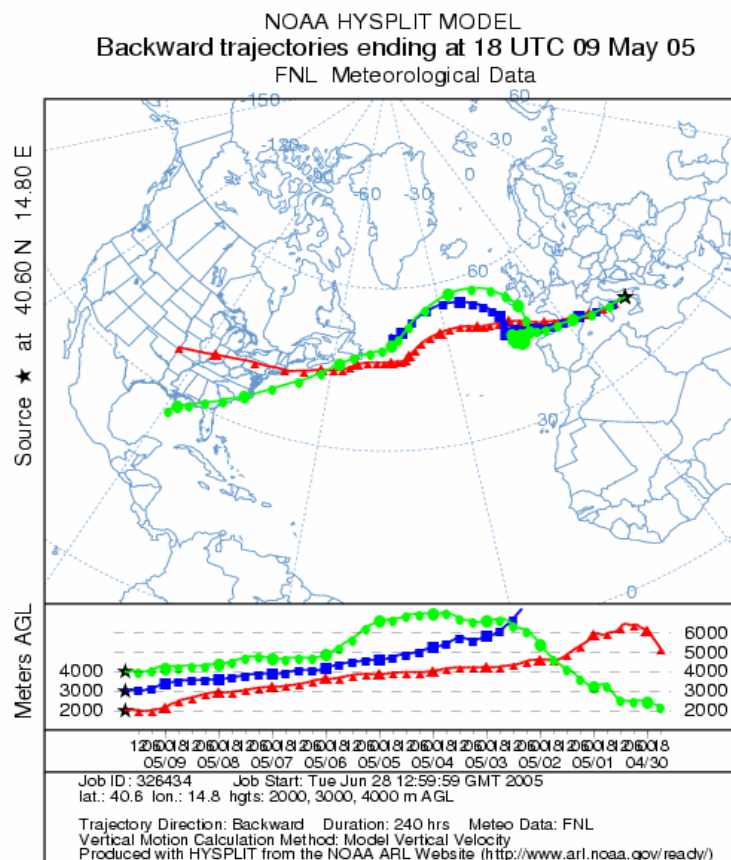


Figura 6.29: Pontecagnano Backtrajectories (fonte NOAA) relative alle ore 18:00 del 9 Maggio 2005. La figura mostra le traiettorie a tre diverse quote (2000, 3000 e 4000 metri) a partire da 240 ore prima dell'istante da noi considerato (ore 17:00).

Circa la distribuzione degli aerosol nella struttura osservata a Pontecagnano si può effettuare uno studio parallelo a quello di Napoli calcolando il centro della distribuzione del β_{aer} al variare del tempo (vedi figura 6.30), l'estensione in quota della struttura (vedi figura 6.31) ed il valore dell'integrale del β_{aer} sull'intervallo di quote in cui la struttura è presente (vedi figura 6.32).

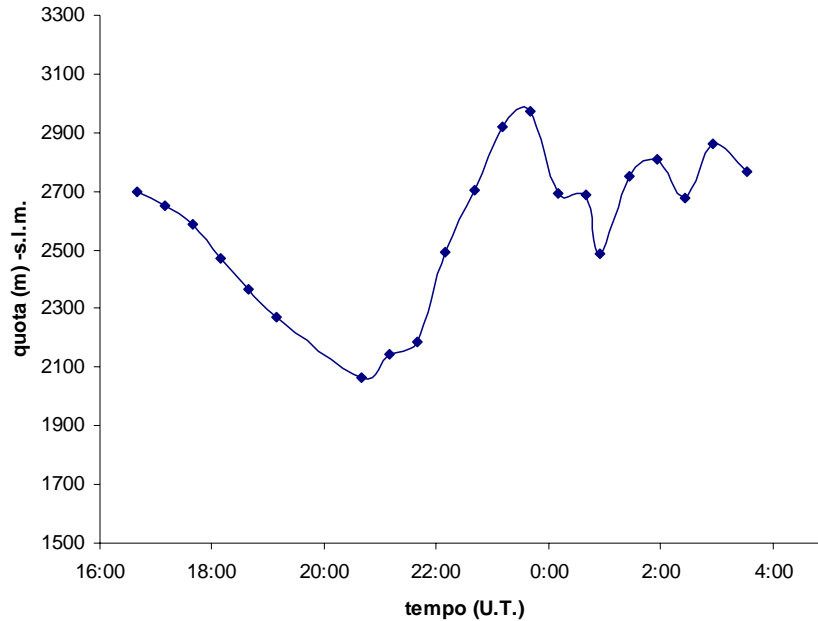


Figura 6.30: Pontecagnano, andamento del centro della struttura osservata al variare del tempo.

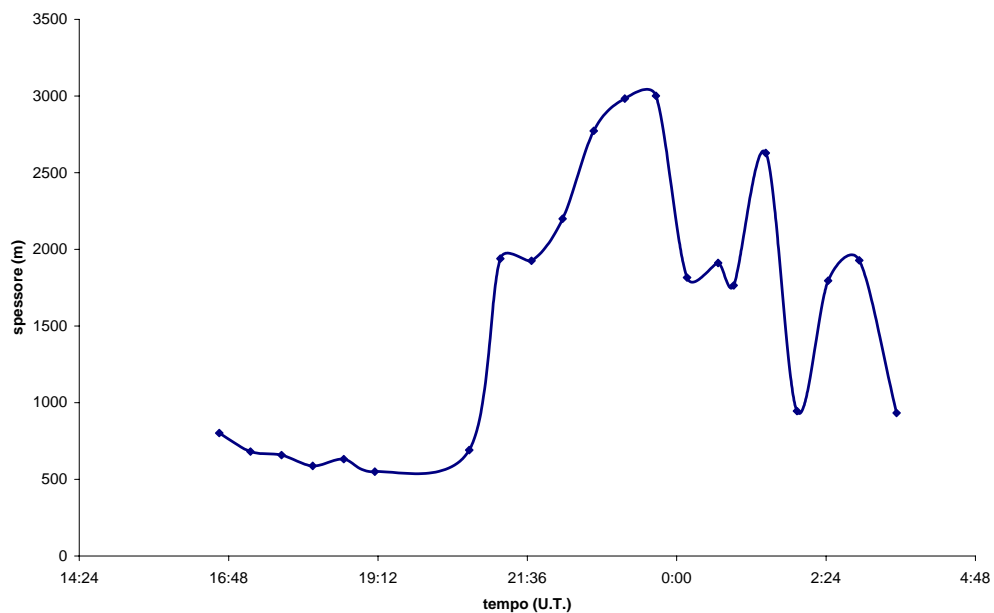


Figura 6.31: Pontecagnano, andamento dell'estensione in quota della struttura osservata al variare del tempo.

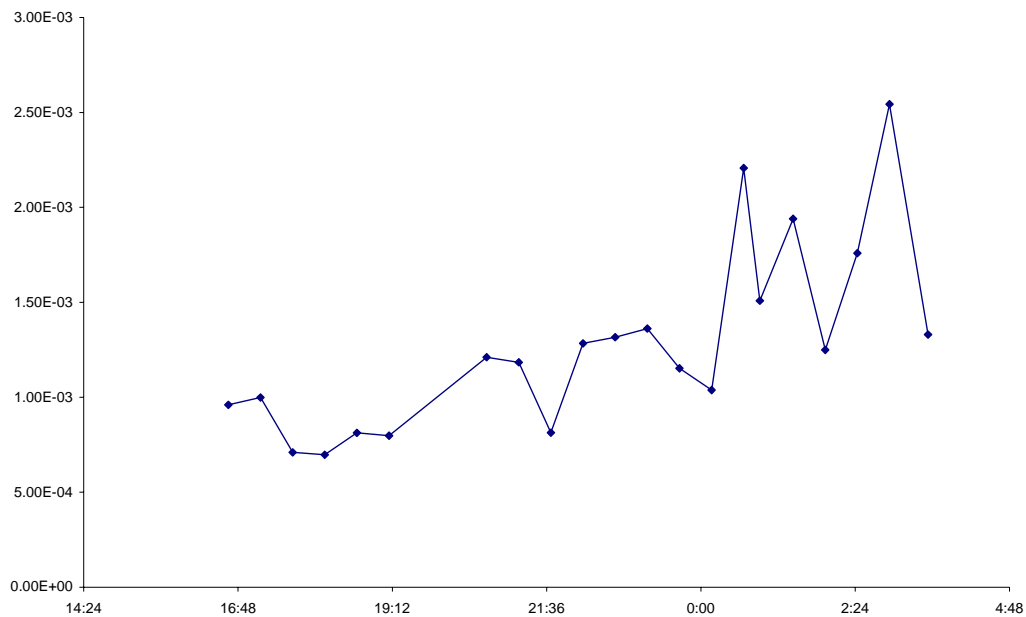


Figura 6.32: Pontecagnano, andamento del beta integrato della struttura osservata al variare del tempo. In ascissa è riportato il tempo (U.T.), in ordinata l'integrale di beta misurato in sr^{-1} .

E' interessante notare che al mattino ed a partire dalle ore 10:00 circa, il vento assume un regime di brezza e subisce una intensificazione. Misurando il valore dell'integrale di β_{aer} nell'intervallo di quote fino a circa 4000 m, (quale valore indicativo del carico aerosolico totale), e ciò a partire dalle 8:30 circa e fino alle 13:00 circa (vedi figura 6.33) e misurando anche l'intensità di vento nello stesso intervallo temporale (vedi figura 6.34)

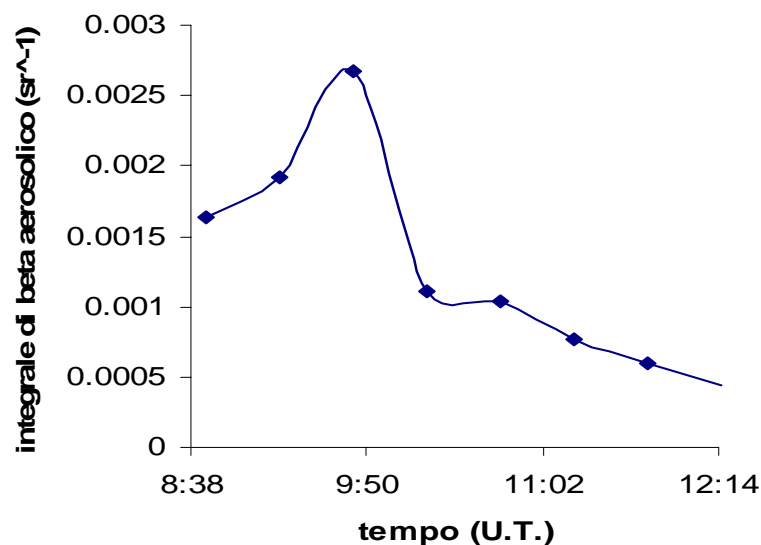


Figura 6.33: Pontecagnano, mattino del 10/5; beta integrato fino a quota 4000 metri al variare del tempo.

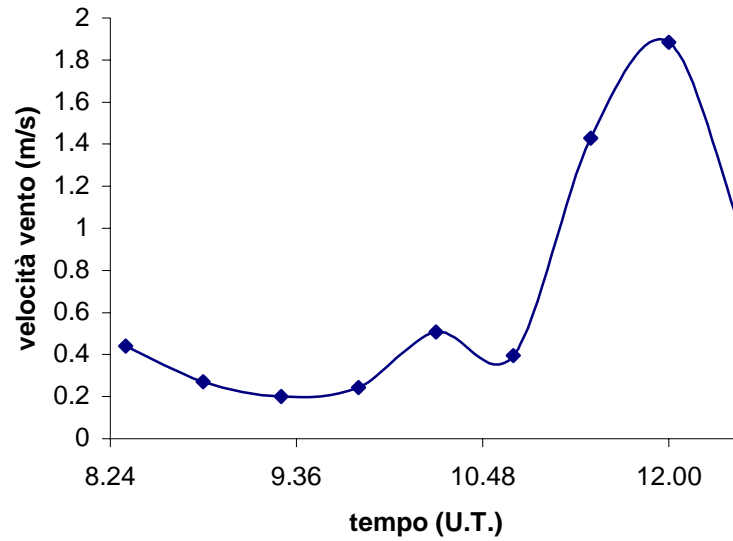


Figura 6.34: Pontecagnano, mattino del 10/5, intensità del vento orizzontale a terra al variare del tempo.

si osserva una correlazione negativa che diventa minima per un valore del ritardo temporale fra i due fenomeni di circa 15 minuti (vedi figura 6.35).

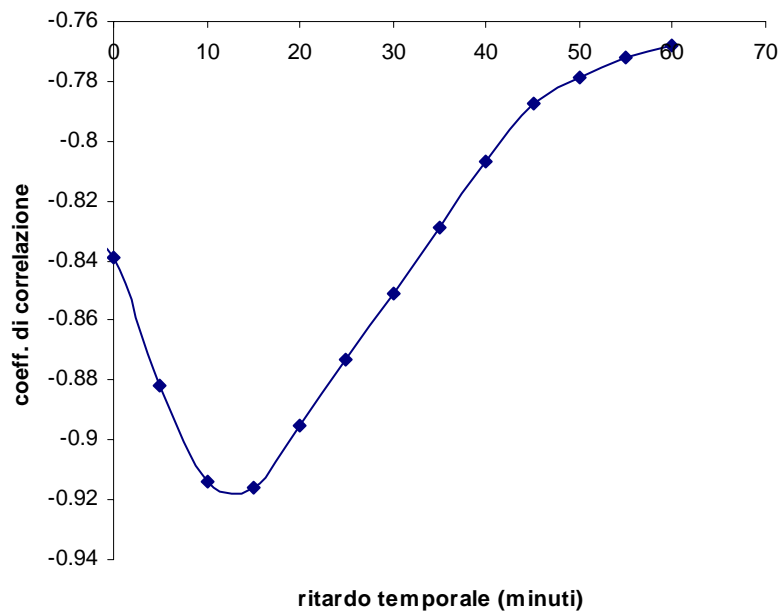


Figura 6.35: Pontecagnano, mattino del 10/5. Studio dell'anticorrelazione fra brezza e carico aerosolico

Questo rivela che la brezza agisce riducendo il carico aerosolico totale presente in atmosfera e ciò con un ritardo di circa 15 minuti. Si osservi che il carico aerosolico delle 12:15, pari a $5 \cdot 10^{-4} \text{ sr}^{-1}$, è circa il 20% di quello presente alle 9:50 (pari $2.5 \cdot 10^{-5} \text{ sr}^{-1}$) e cioè un po' prima del manifestarsi della brezza.

6.5 Confronto Napoli – Pontecagnano

A sostanziare l'ipotesi che nell'intervallo di quote fra 2000 e 4000 metri si sia osservato il passaggio da Napoli a Pontecagnano della stessa struttura aerosolica, durante un evento speciale di trasporto advettivo transatlantico, osserviamo i seguenti studi di correlazione fra le quote del centro, dell'estensione in quota e del carico aerosolico totale dello strato misurato a Napoli e Pontecagnano e riportati nelle seguenti figure (6.36, 6.37, 6.38, rispettivamente). Lo studio è stato condotto al variare del ritardo fra le due serie di misure e mostra che la correlazione è massima per un ritardo di circa un'ora e corrisponde ad un valore del massimo rispettivamente pari a 0.89, 0.92 e 0.84.

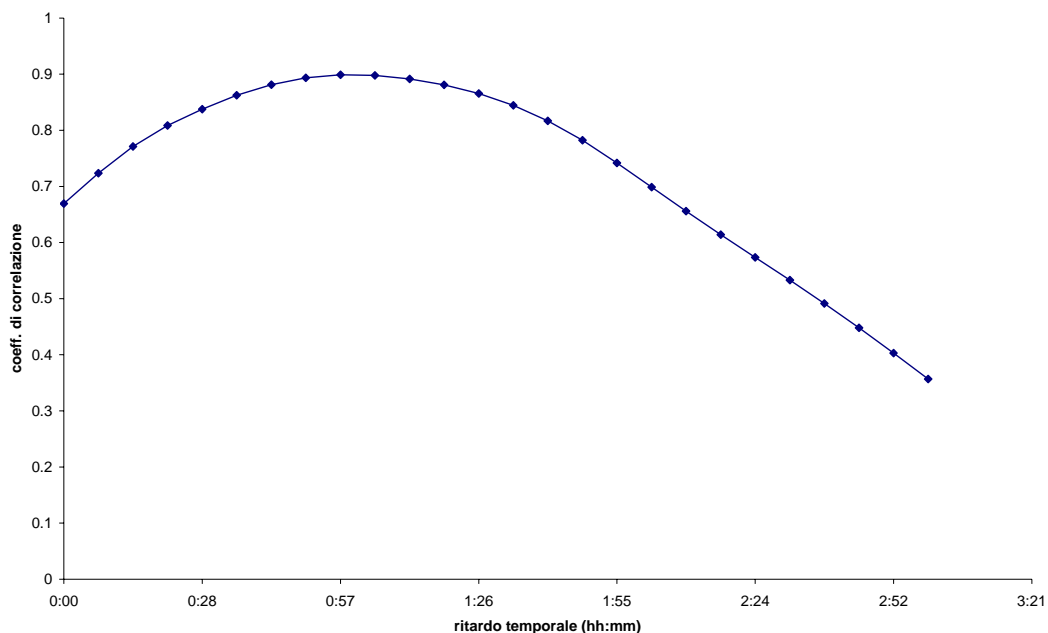


Figura 6.36: Studio di correlazione fra i centri delle strutture osservate a Napoli e Pontecagnano. Il ritardo temporale è fornito come multiplo intero di 7 minuti.

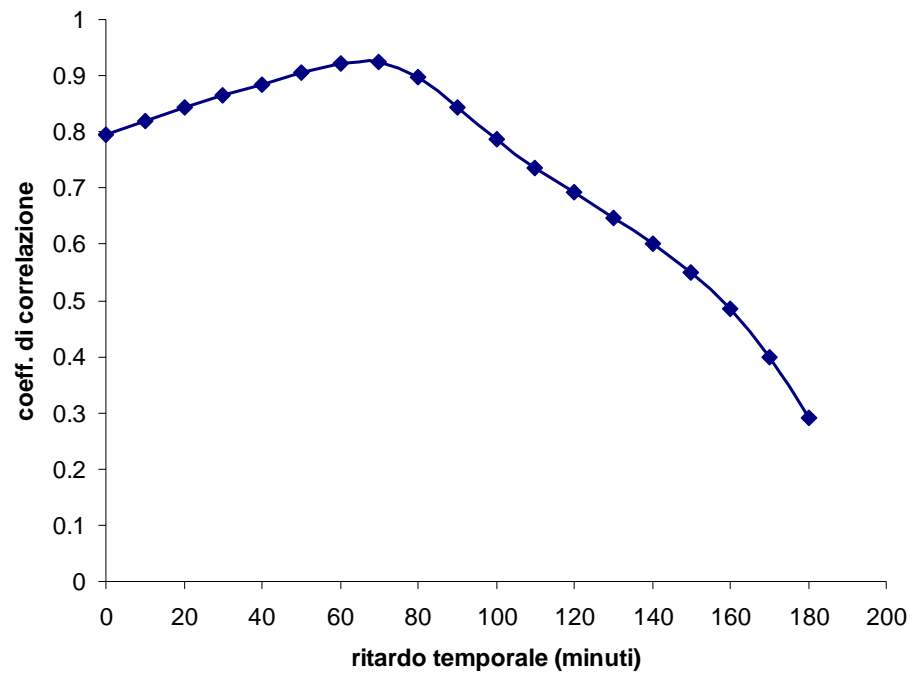


Figura 6.37: Studio di correlazione dell'estensione in quota delle strutture osservate a Napoli e Pontecagnano. Il ritardo temporale è fornito come multiplo intero di dieci minuti.

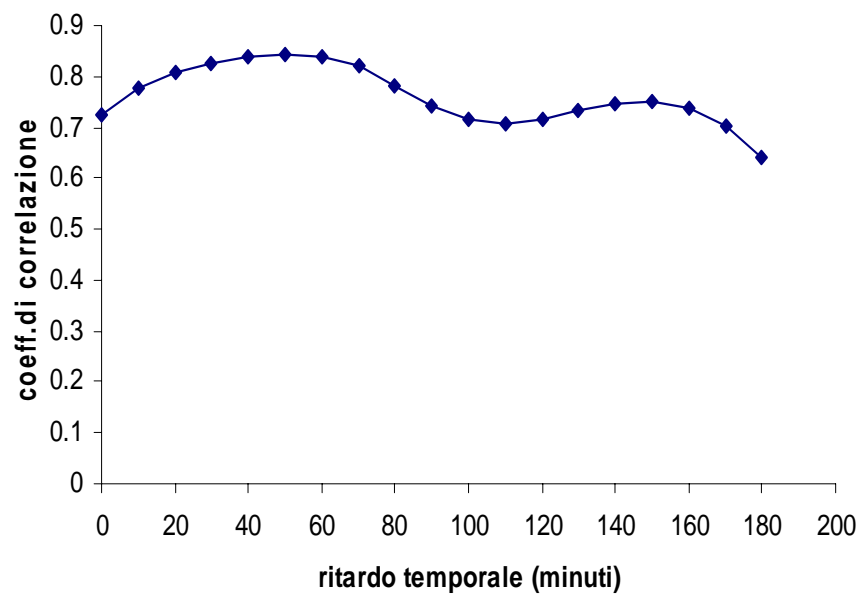


Figura 6.38: Studio di correlazione del beta integrato delle strutture osservate a Napoli e Pontecagnano. Il ritardo temporale è fornito come multiplo intero di dieci minuti.

Non si dispone di dati relativi al vento fra Napoli e Pontecagnano alle quote in cui è presente la struttura se non quello delle 17:00 a Pontecagnano, pari a 55 km/h, misurato dall'aereo a quota 2000m. I rilevamenti effettuati alle 00:00 del 10/5 dalla stazione meteorologica più vicina (Roma Pratica di Mare a 200 km in linea d'aria), forniscono



un valore di vento a 3000 metri di quota di circa 60 km/h da Ovest verso Est. Tale dato può dare una indicazione di compatibilità con il ritardo di circa un'ora in corrispondenza della correlazione massima fra i centri della struttura a Napoli e Pontecagnano

distanti in linea d'aria circa 70 km lungo la direzione Nord-Ovest Sud Est (vedi la mappa in figura a fianco). L'alto valore della correlazione fra le estensioni in quota della struttura aerosolica dimostra che nel passare da Napoli a Pontecagnano la struttura ha osservato un moto di tipo laminare, mentre il fatto che la correlazione fra i valori del carico aerosolico totale non presenti un picco abbastanza stretto è indice della sostanziale costanza assunta dal carico aerosolico nel tempo di evoluzione della struttura stessa.

Per quanto concerne il confronto dell'evoluzione del PBL fra i due siti, ribadiamo quanto visto: se a Pontecagnano, che si caratterizza come un sito rurale, la presenza della brezza determina una riduzione del carico aerosolico, ciò non può dirsi per Napoli che si caratterizza invece per essere un sito con forti emissioni antropiche, ed in cui gli aerosol vanno a ridistribuirsi all'interno del PBL secondo una doppia stratificazione senza ridurne il carico totale. Questo fenomeno può a sua volta essere condizionato dalla particolare orografia dei due siti: a Pontecagnano ci troviamo in una vasta area pianeggiante con bassi rilievi distanti circa dieci chilometri e tali da non ostacolare la circolazione atmosferica alle quote basse, mentre il sito di Napoli presenta una orografia complessa che non solo introduce disomogeneità dell'azione forzante superficiale ma può favorire il formarsi di celle convettive che intrappolano il carico aerosolico. Dunque lo studio della dinamica nella bassa troposfera, e dei traccianti in essa contenuti, non può prescindere dalla presenza dei fenomeni locali, siano essi disomogeneità e complessità orografiche o forzanti su scala locale come le brezze.

Capitolo 7

Risultati delle simulazioni

7.1 Simulazioni con il modello MM5 a Pontecagnano

Il modello ad area limitata MM5 è di tipo prognostico e si basa sulle equazioni fondamentali della fluidodinamica. Tali equazioni, per la loro integrazione, necessitano di condizioni iniziali (o analisi) e al contorno che devono essere fornite come dati di input per ogni simulazione. Per quanto riguarda le analisi esse possono essere definite come ricostruzioni statiche dei campi delle variabili meteorologiche a scala sinottica eseguite da modelli operanti a scala globale o regionale. Le condizioni al contorno, invece sono costituite dalle previsioni, in genere fino a tre giorni, operate dagli stessi modelli. Tra i numerosi modelli disponibili per determinare le condizioni al contorno, noi abbiamo utilizzato il modello AVN sviluppato dall'NCEP, il cui output è liberamente disponibile sul web. Esso è in grado di fornire condizioni iniziali (sono rappresentate dall'insieme dei valori che le variabili dinamiche assumono in un certo istante iniziale di riferimento; le condizioni iniziali permettono così di definire lo stato in cui si trova il sistema in quel dato istante) con risoluzione di un grado di latitudine e longitudine e condizioni al contorno (insieme di valori cui la soluzione di un problema in studio viene imposto di soddisfare per risolverlo) con frequenza di sei ore.

La natura sinottica delle informazioni che vengono fornite come input ad un modello a mesoscala fa sì che il dominio di simulazione di quest'ultimo debba essere adeguatamente grande. Nel nostro caso, pur volendo ricostruire la meteorologia di un dominio estremamente piccolo, quale quello della provincia di Salerno, si rende comunque necessario adottare un dominio molto più grande che comprende buona parte d'Europa. A partire dalla situazione meteorologica presente su quest'area, facendo uso delle parametrizzazioni di cui il modello dispone e del sistema di griglie annidate che adotta, il modello MM5 è in grado di ricostruire i fenomeni meteorologici a mesoscala che sono di nostro interesse.

In particolare, il sistema di griglie adottate dal modello MM5 è costituito da quattro griglie annidate con un numero di nodi uguale per tutte (49x49) e con rapporti di

risoluzione costanti (3:1); partendo dalla più grande i loro passi di griglia sono 81, 27, 9 e 3 chilometri, rispettivamente. Tutti e quattro i domini possiedono 23 livelli verticali; il loro top è posizionato alla pressione di 100 hPa, mentre il loro livello inferiore si trova a circa 11 metri dal suolo. In figura 7.1 viene riportata una rappresentazione schematica dei 4 domini adottati.

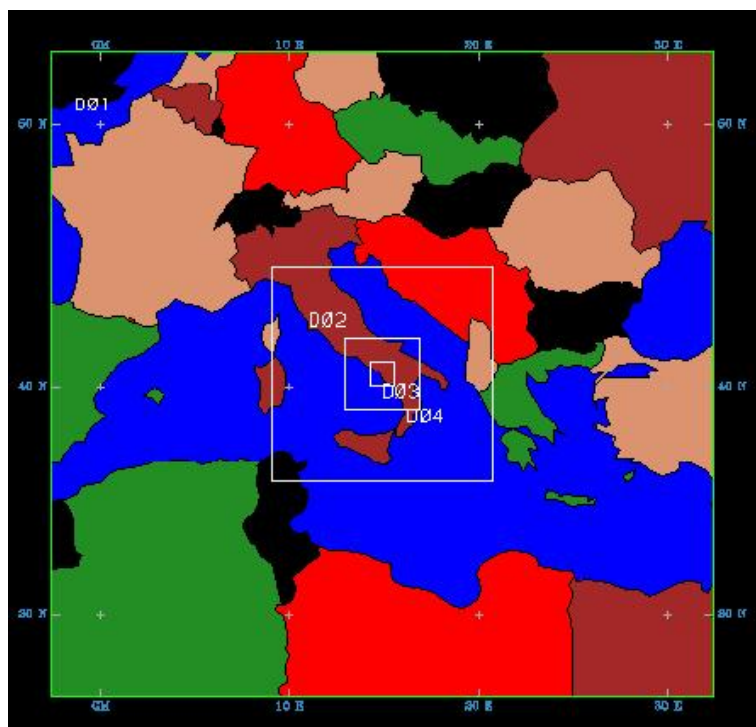


Figura 7.1: Rappresentazione schematica dei quattro domini concentrici adottati dal modello MM5.

La definizione dei domini e delle corrispondenti griglie numeriche con cui vengono suddivisi i domini tridimensionali, viene effettuata nel modulo TERRAIN del *modeling system* MM5 secondo le modalità descritte nel Capitolo 4.

I quattro domini di MM5 sono stati definiti in modo da essere concentrici e centrati in quella che è la nostra effettiva regione d'interesse: la porzione della provincia di Salerno confinante con la costa tirrenica e, successivamente, il golfo di Napoli. La concentricità dei domini è la configurazione che massimizza la distanza fra i bordi di ciascuna griglia e quella su cui essa è innestata; questo dovrebbe consentire di ridurre al minimo l'effetto delle discontinuità dei campi delle variabili geofisiche (topografia, uso del suolo, ecc...) fra i domini aventi differente risoluzione.

Inoltre, come risulta dalle indagini precedenti, la meteorologia delle aree di nostro interesse, è fortemente influenzata dalla presenza del mare. Per questo motivo si è prestata particolare attenzione nell'includere, nei due domini di simulazione più interni, una superficie di mare sufficientemente ampia da far sì che il modello possa valutarne

adeguatamente gli effetti che, come è noto, sono determinanti nella generazione di alcuni fenomeni di circolazione forzata termicamente, come ad esempio le brezze di terra/mare.

Infine, per quanto riguarda le griglie di calcolo adottate per le nostre simulazioni va fatta una precisazione. Si è già detto nel Capitolo 4 che, per facilitare il confronto fra i risultati ottenuti con il modello MM5 e quelli prodotti con CALMET, si è scelto di adottare il sistema cartografico piano di Mercatore per definire tutti i domini. Come noto ogni passaggio fra la definizione di un dominio da coordinate geografiche a coordinate piane comporta necessariamente una distorsione. Il modulo TERRAIN, per fare questa conversione nel rispetto della conservazione della forma di ciascun dominio, introduce delle distorsioni che si concretizzano nella riduzione di ciascun passo di griglia, e conseguentemente dell'estensione di ciascun dominio, a circa il 72% del valore iniziale impostato in coordinate geografiche; in conclusione, i passi di griglia effettivi delle nostre griglie sono rispettivamente di circa 58, 19, 6 chilometri per le tre griglie più esterne e di 2,165 chilometri per quella più interna.

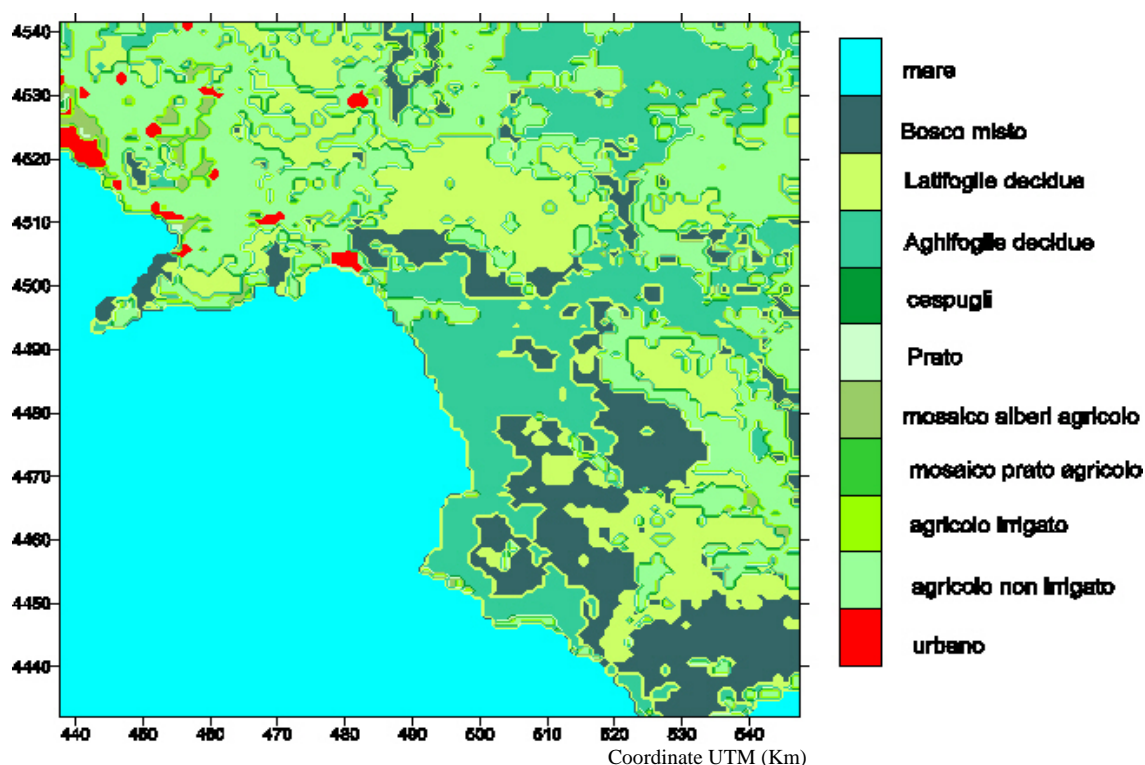


Figura 7.2: Classi d'uso del suolo del dominio 4 del modello MM5.

Osservando la figura 7.2, che rappresenta le classi di uso del suolo in cui viene suddivisa l'area, si può notare come il modello riproduca con buona approssimazione la linea di costa. A nostro avviso è più importante che il modello delimiti correttamente la costa posizionando correttamente la linea di demarcazione fra le classi d'uso del suolo terrestri e il mare. Per quanto riguarda le classi d'uso del suolo, sempre a causa della bassa risoluzione dei dati disponibili da cui si parte per la sua ricostruzione, solo l'area urbana della città di Salerno e Napoli vengono avvertite dal modello, mentre le città più piccole sono ignorate.

La situazione sinottica, riportata in figura 7.3, evidenzia che il giorno del rilevamento congiunto erano presenti condizioni di bassa pressione sia superficiale che in quota, in particolare sull'Italia meridionale; ed infatti nel pomeriggio del giorno 9 Maggio 2005 si sono verificati rovesci sull'area di monitoraggio.

Dataset: RIP: temp Init: 0000 UTC Mon 09 May 05
 Fcst: 0.00 Valid: 0000 UTC Mon 09 May 05 (0200 LDT Mon 09 May 05)
 Geopotential height at pressure = 500 hPa
 Sea-level pressure

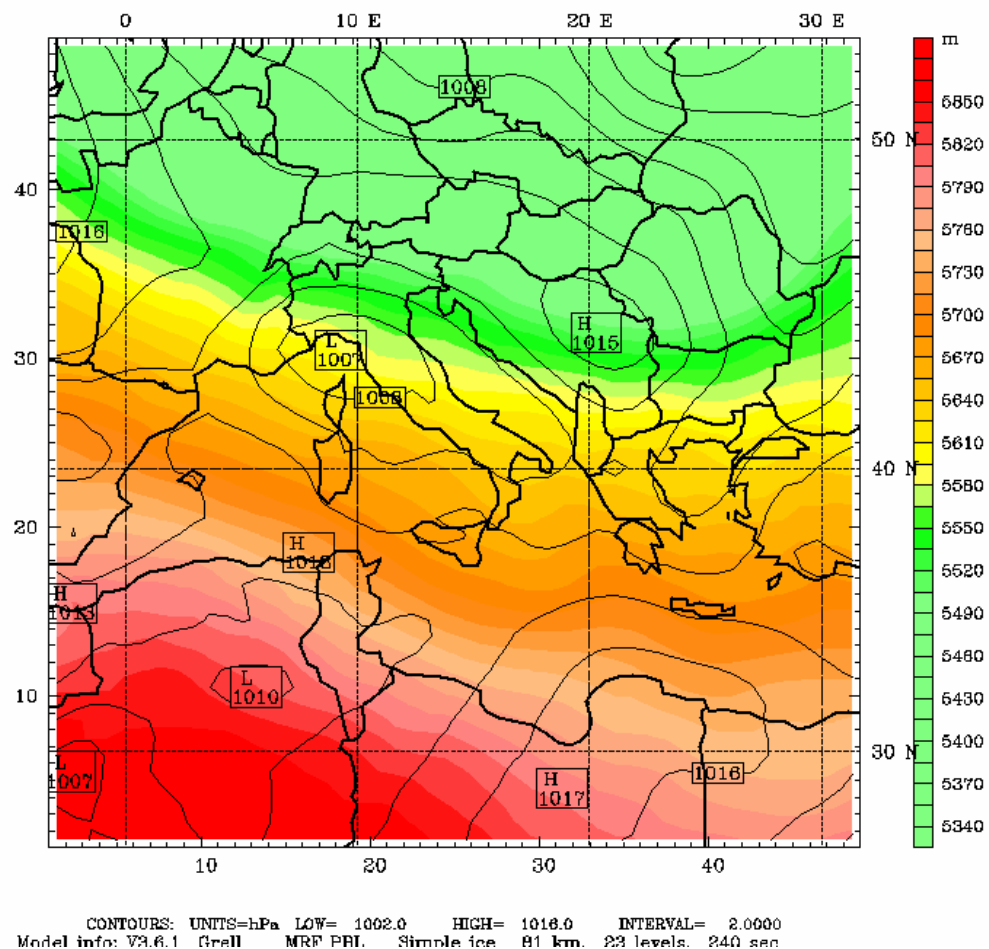


Figura 7.3: Campo di pressione superficiale (isolinee nere) e altezza geopotenziale dell'isobara 500 mb (isolinee colorate) alle ore 00:00 (UTC) del 9 maggio 2005, istante iniziale della simulazione.

Allo scopo di analizzare la struttura tridimensionale del campo di vento prodotto dal modello, di seguito vengono riportate le sezioni verticali del dominio su di un asse ortogonale alla linea di costa e passante per la città di Battipaglia (vedi figura 7.4).

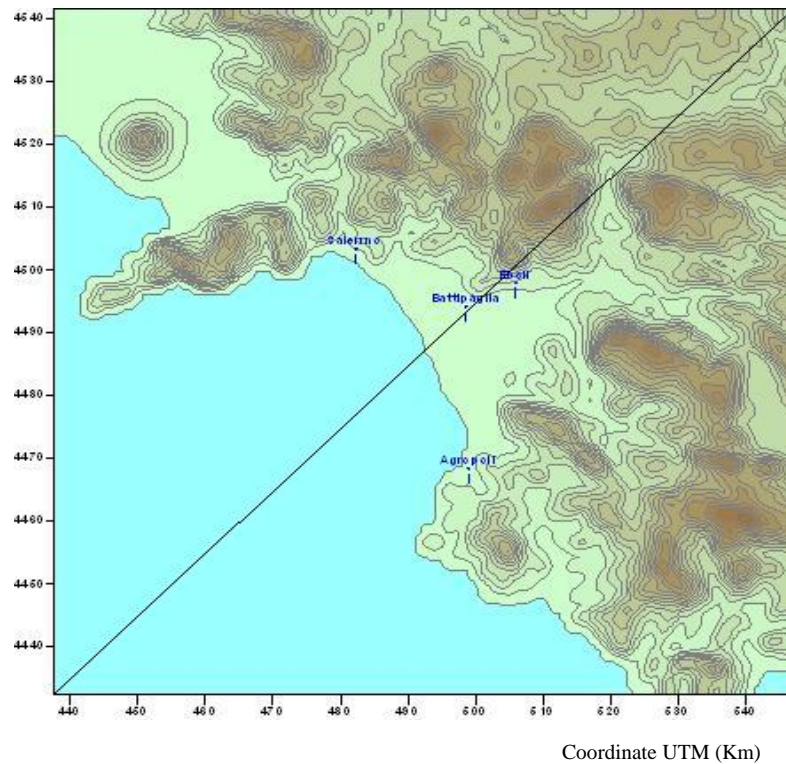


Figura 7.4: Sezione ortogonale alla linea di costa su cui viene mostrata la struttura verticale del campo di vento.

Nel grafico in figura 7.5a relativo all'ora 9, a cavallo della linea di costa si osserva una prima bozza di cella diurna che va a sovrapporsi alla preesistente cella notturna perturbando il campo di vento su tutto il dominio. Nell'ora 12, figura 7.5b, invece la cella di brezza è ormai completamente sviluppata; si può notare un flusso superficiale da mare, un flusso di risalita entroterra nella zona di Battipaglia, mentre è di più difficile identificazione il limite fuori costa ed il top della cella.

Le figure 7.5c e 7.5d riportano le situazioni, molto simili fra loro, delle ore 15 e 17: in entrambi i casi si osserva una direzione costante del vento da mare a tutte le quote.

L'ora 21 vede nuovamente lo sviluppo del flusso da terra, molto debole per quest'ora, che si estende solo ai primi due livelli della griglia del modello.

Infine, nell'ora 23 si osserva un vento superficiale ben sviluppato da terra; in quota non si osserva vento.

Dataset: RIP: sezioneXZ Init: 0000 UTC Mon 09 May 05
 Fcst: 8.00 Valid: 0800 UTC Mon 09 May 05 (1000 LDT Mon 09 May 05)
 Circulation vectors XY= 10.0, 10.0 to 39.5, 39.5

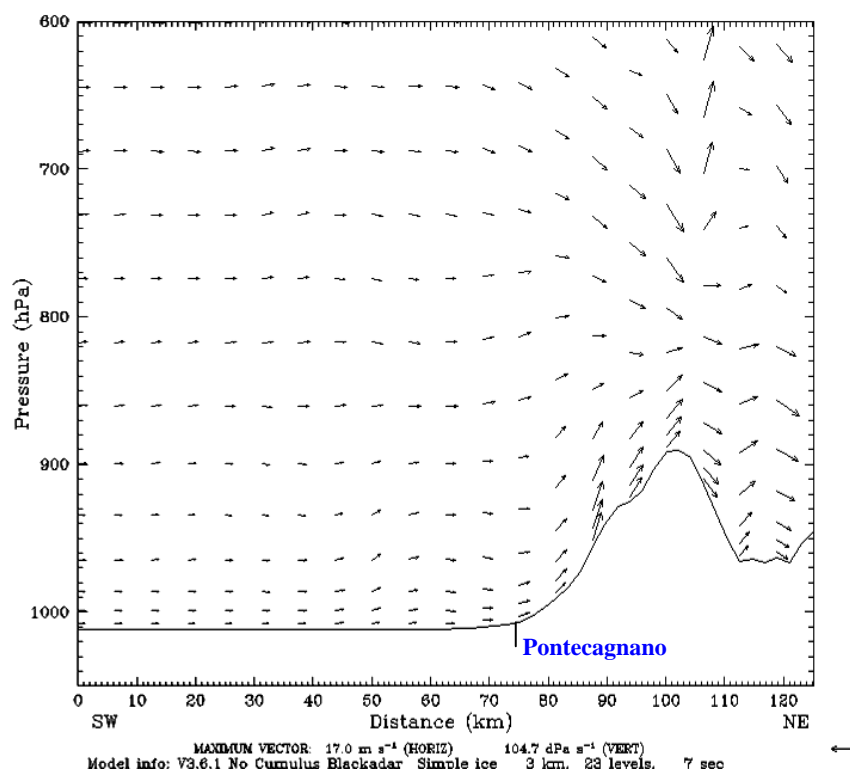


Figura 7.5a: Sezione verticale del campo di vento per l'ora 9 del 9 Maggio 2005.

Dataset: RIP: sezioneXZ Init: 0000 UTC Mon 09 May 05
 Fcst: 11.00 Valid: 1100 UTC Mon 09 May 05 (1300 LDT Mon 09 May 05)
 Circulation vectors XY= 10.0, 10.0 to 39.5, 39.5

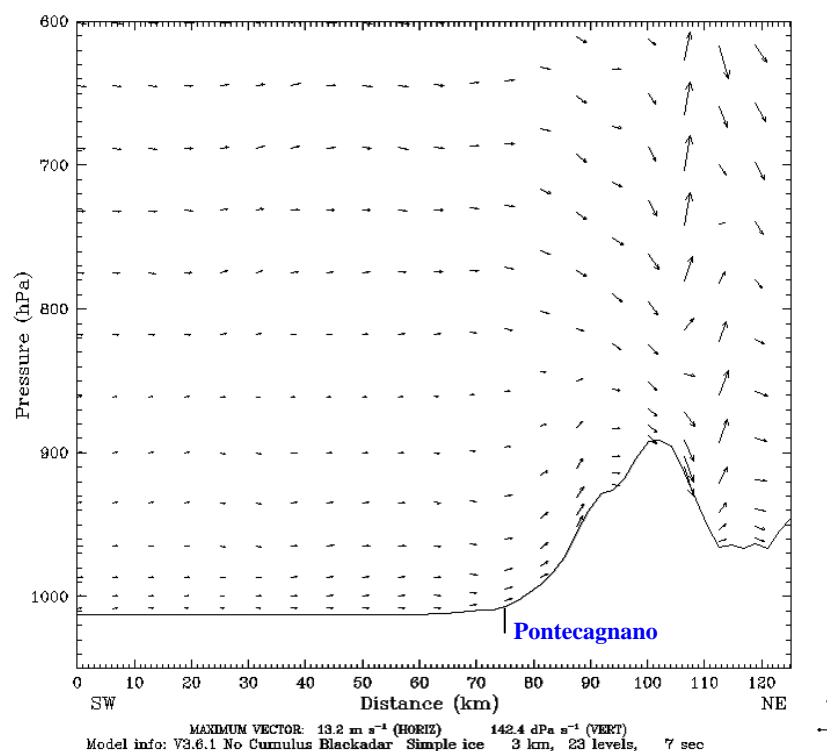


Figura 7.5b: Sezione verticale del campo di vento per l'ora 12 del 9 Maggio 2005.

Capitolo 7: Risultati delle simulazioni

Dataset: RIP: sezioneXZ Init: 0000 UTC Mon 09 May 05
 Fcst: 14.00 Valid: 1400 UTC Mon 09 May 05 (1600 LDT Mon 09 May 05)
 Circulation vectors XY= 10.0, 10.0 to 39.5, 39.5

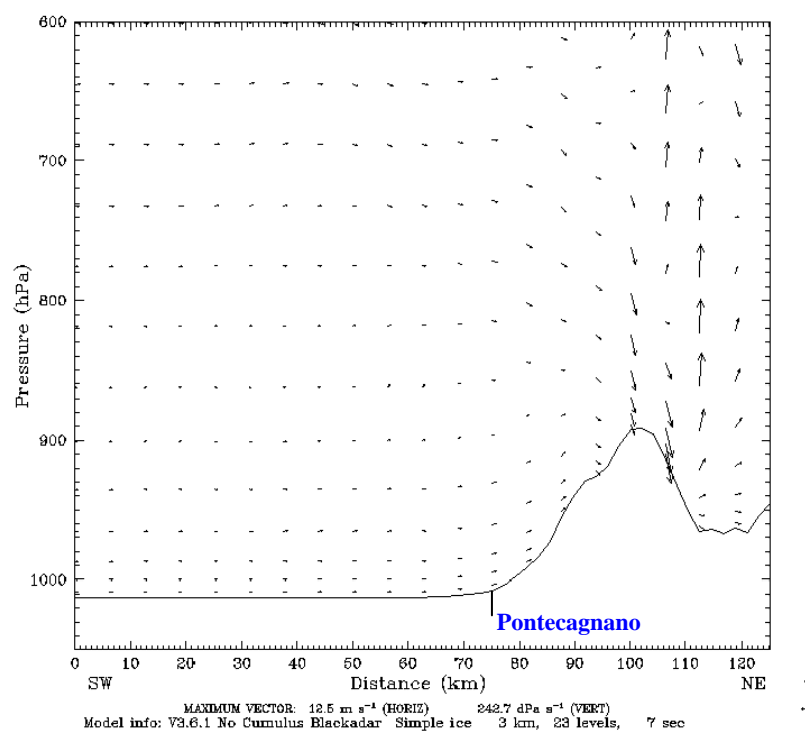


Figura 7.5c: Sezione verticale del campo di vento per l'ora 15 del 9 Maggio 2005.

Dataset: RIP: sezioneXZ Init: 0000 UTC Mon 09 May 05
 Fcst: 16.00 Valid: 1600 UTC Mon 09 May 05 (1800 LDT Mon 09 May 05)
 Circulation vectors XY= 10.0, 10.0 to 39.5, 39.5

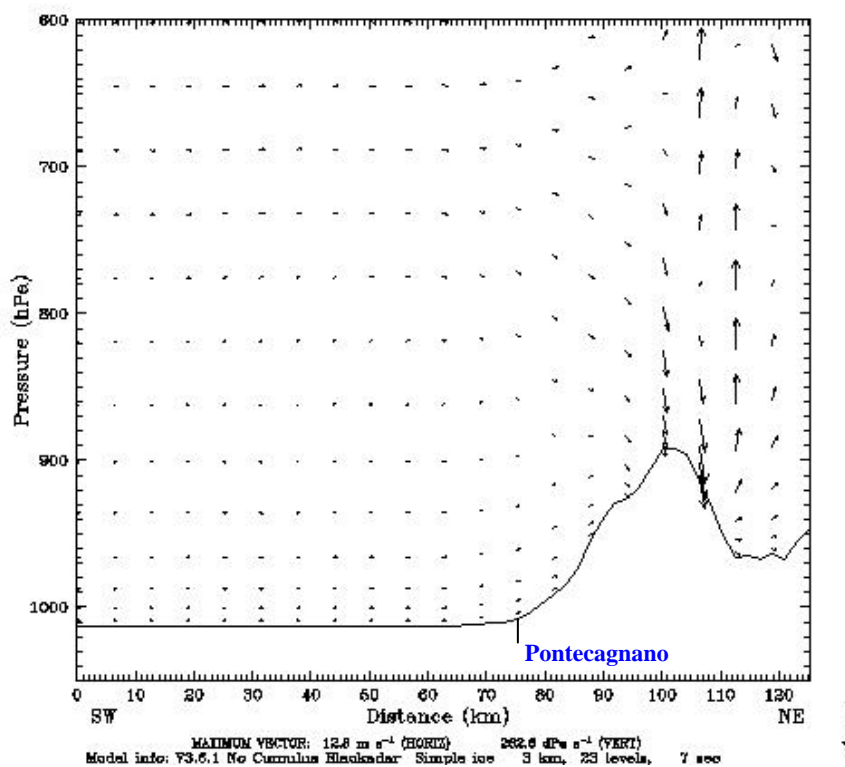


Figura 7.5d: Sezione verticale del campo di vento per l'ora 17 del 9 Maggio 2005.

Dataset: RIP: sezioneXZ Init: 0000 UTC Mon 09 May 05
 Fcst: 20.00 Valid: 2000 UTC Mon 09 May 05 (2200 LDT Mon 09 May 05)
 Circulation vectors XY= 10.0, 10.0 to 39.5, 39.5

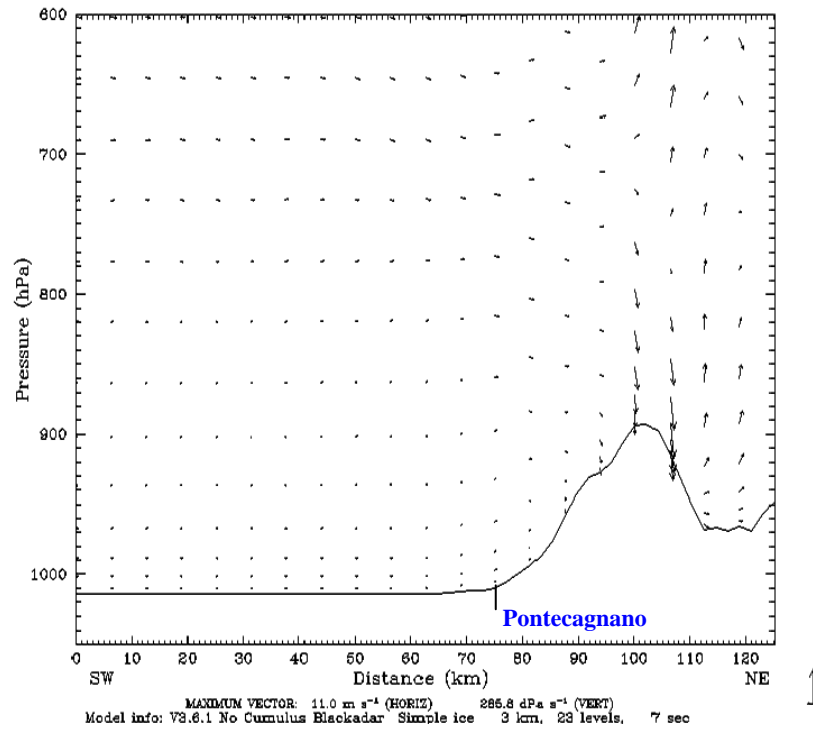


Figura 7.5e: Sezione verticale del campo di vento per l'ora 21 del 9 Maggio 2005.

Dataset: RIP: sezioneXZ Init: 0000 UTC Mon 09 May 05
 Fcst: 22.00 Valid: 2200 UTC Mon 09 May 05 (0000 LDT Tue 10 May 05)
 Circulation vectors XY= 10.0, 10.0 to 39.5, 39.5

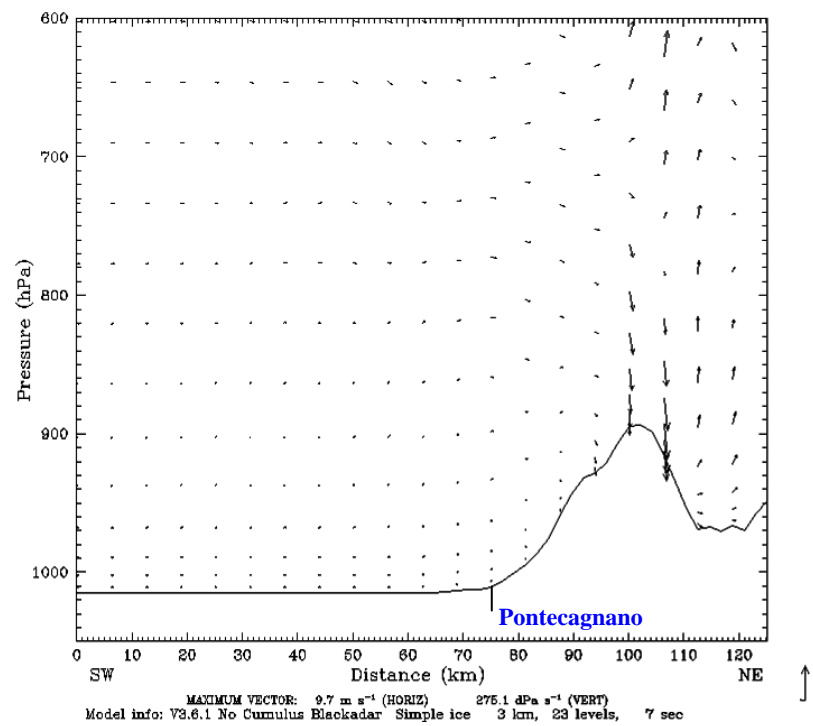


Figura 7.5f: Sezione verticale del campo di vento per l'ora 23 del 9 Maggio 2005.

7.2 Simulazioni con il modello CALMET a Pontecagnano

Il dominio di simulazione del modello CALMET ha un'estensione di circa 100x100 km, con una topografia a carattere pianeggiante a ridosso della costa e con rilievi che si spingono anche oltre i 1000. Inoltre il dominio include una porzione di mare sufficientemente ampia da far risentire i propri effetti sia sulle parametrizzazioni micrometeorologiche del modello, sia sulla ricostruzione della circolazione atmosferica.

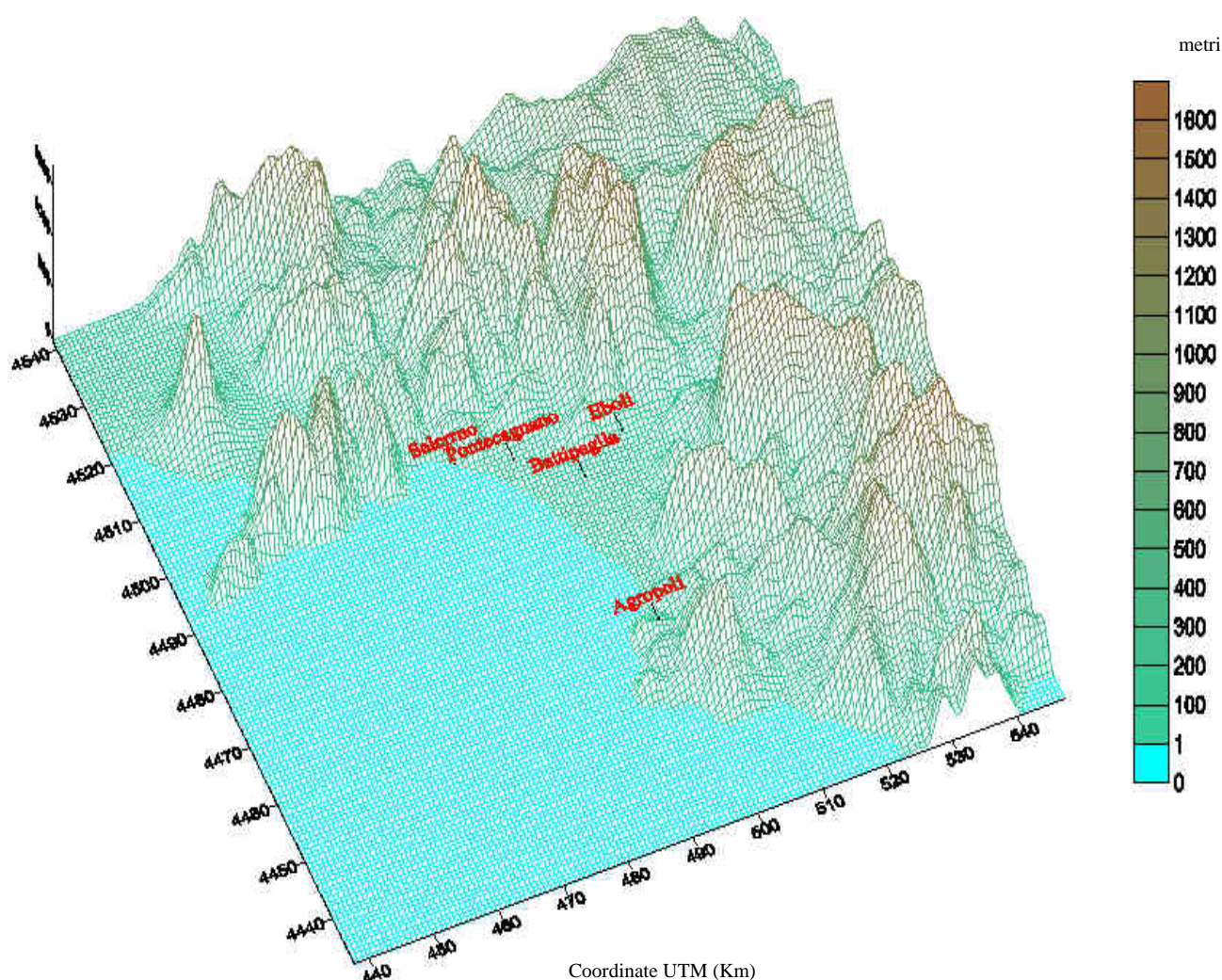


Figura 7.6: Topografia tridimensionale utilizzata nel modello CALMET.

La griglia tridimensionale di calcolo del modello è composta da 49x49 celle orizzontali con passo di griglia pari a 2,280 metri. L'altezza dei livelli verticali non è costante presentando una maggior risoluzione nella parte bassa del dominio; ciò dovrebbe consentire una ricostruzione più dettagliata dei campi delle variabili meteorologiche in prossimità della superficie. In tabella 7.1 sono riportate le altezze dei livelli verticali.

livello	altezza(m)
9	3000
8	2000
7	1500
6	1000
5	500
4	200
3	100
2	50
1	20

Tabella 7.1: Livelli verticali della griglia di calcolo del modello CALMET.

Per analizzare la ricostruzione della circolazione atmosferica vengono riportati di seguito i campi dei vento superficiali, con frequenza tri-oraria, prodotti dal modello CALMET. Per campo di vento superficiale s'intende quello prodotto sul livello più basso della griglia di calcolo; ricordando che il modello riproduce i suoi output nei punti baricentrici ad ogni cella di griglia ed avendo il livello inferiore di questa un'altezza di 20 metri, la quota dei campi riportati è pari a 10 metri dal suolo.

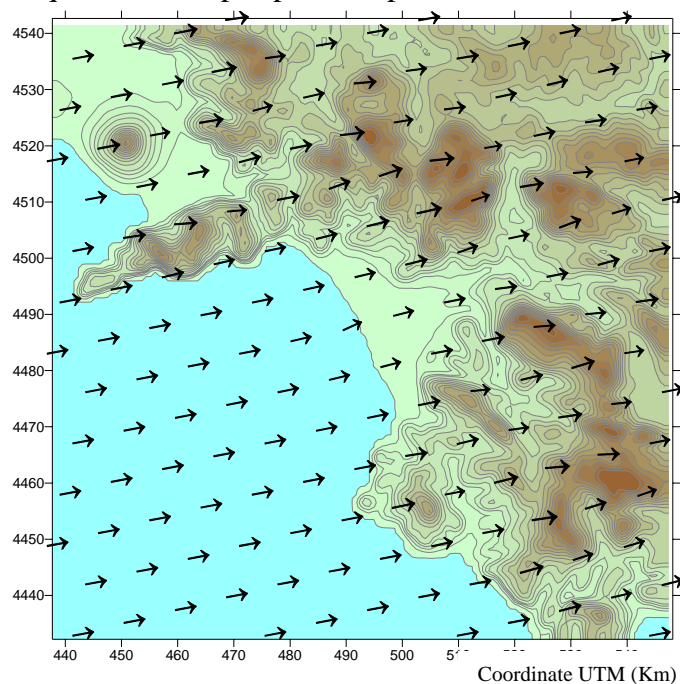


Figura 7.7: Campo di vento superficiale (10m) prodotto dal modello CALMET alle ore 12 del 9 Maggio 2005 nel dominio centrato nella piana del Sele.

7.3 Ricostruzione dell'altezza dello strato di mescolamento

Nelle ore immediatamente successive all'alba, il flusso di calore sensibile (Q_H) prodotto dalla superficie terrestre, in conseguenza dell'irraggiamento solare, genera dei vortici convettivi che danno vita al cosiddetto *Mixed Layer* (strato rimescolato). Tale strato va a sostituirsi, consumandolo dal basso, o ad uno strato stabile notturno, in caso di vento debole, caratterizzato da inversione termica, oppure ad uno strato neutrale, caratterizzato da turbolenza meno intensa generata meccanicamente ed isotropa, in caso di vento sostenuto. Dal punto di vista della dispersione degli inquinanti immessi in atmosfera, la generazione di questo strato dall'alto potere dispersivo è, nella maggior parte dei casi, auspicabile in quanto favorisce la diluizione dei contaminanti evitandone il ristagno in prossimità del loro punto d'immissione.

Nelle figure 7.8 e 7.8bis viene riportata l'evoluzione dell'altezza dello strato di mescolamento ricostruita dal modello CALMET.

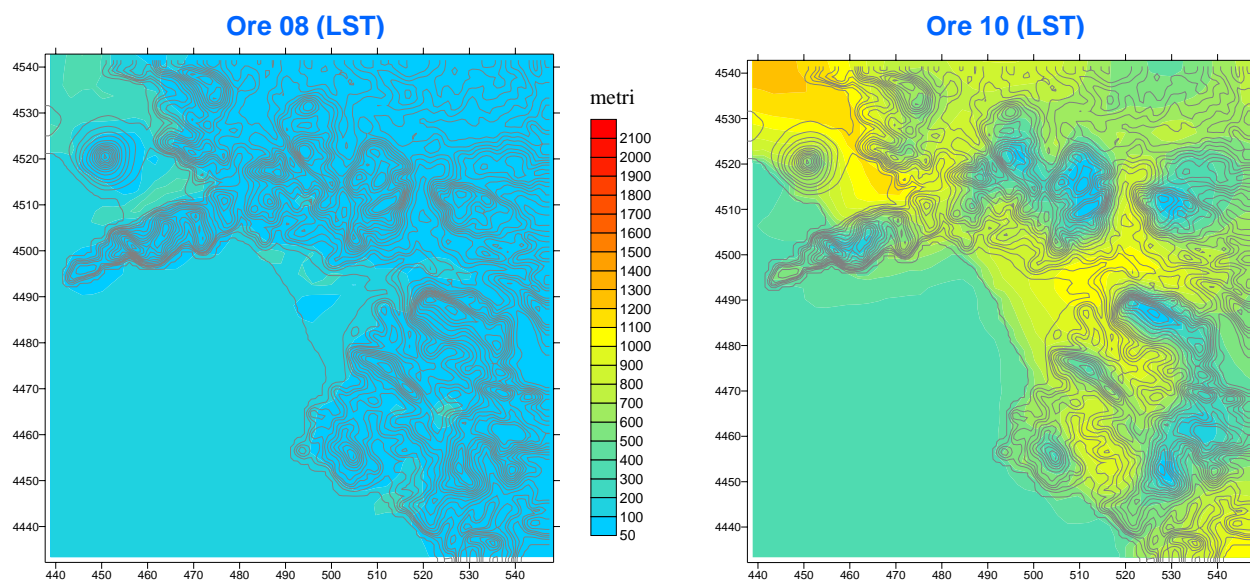


Figura 7.8: Evoluzione dell'altezza di mescolamento prodotta dal modello calmet il 9 Maggio 2005 per le ore 8 e 10.

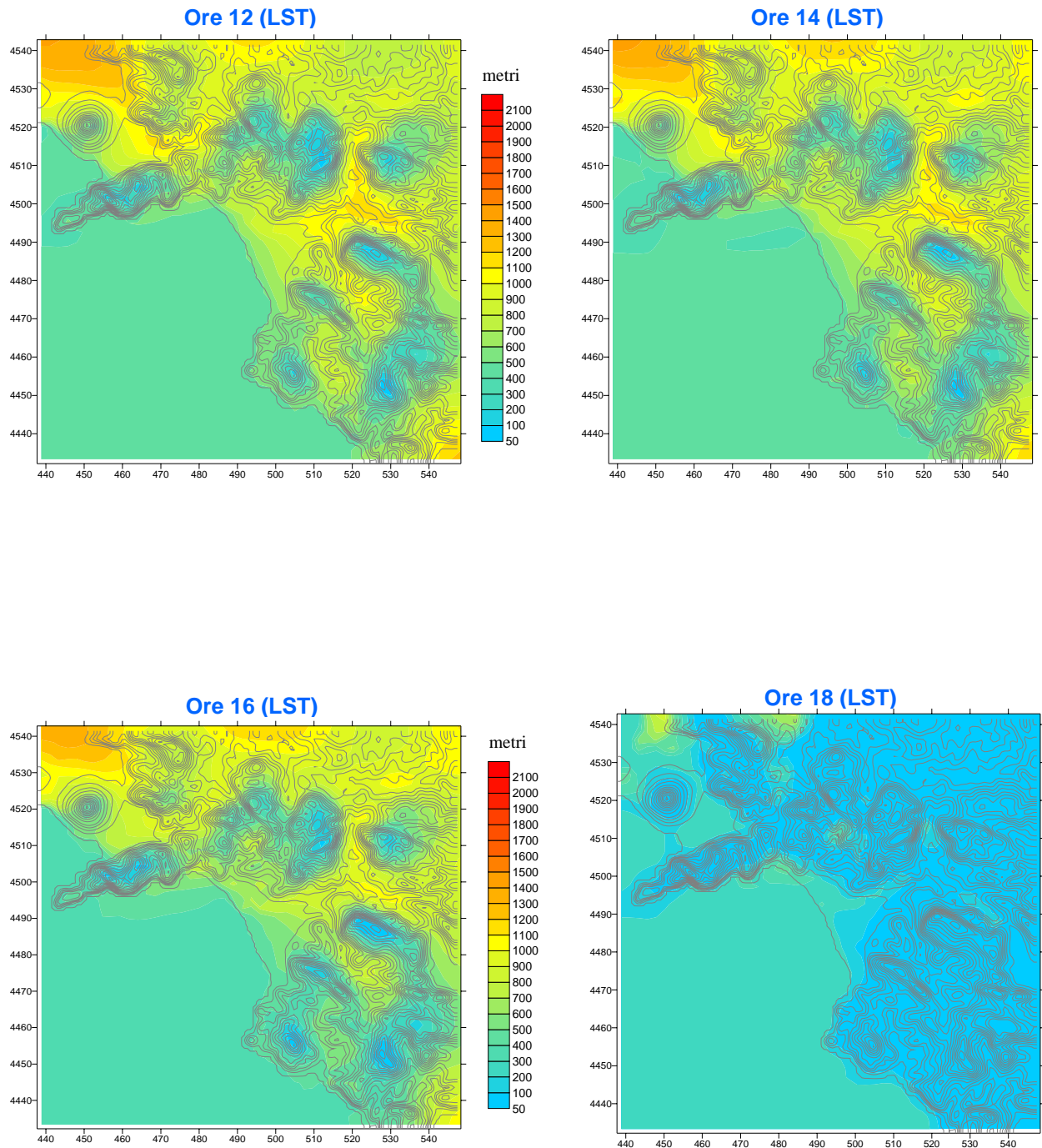


Figura 7.8bis: Evoluzione dell'altezza di mescolamento prodotta dal modello calmet il 9 Maggio 2005 per le ore 12,14,16 e 18.

Come si può osservare dal grafico relativo all'ora 10, lo sviluppo di tale strato ha inizio nelle zone pianeggianti del dominio; in esse infatti si ha un riscaldamento anticipato e più efficace ad opera dell'irraggiamento solare rispetto alle zone collinari e montuose.

Le ore successive vedono un progressivo innalzamento del *Mixed Layer* fino al raggiungimento dall'altezza massima, stimabile intorno ai 2200 metri, nelle zone prossime ai grandi centri urbani. Nelle ore che seguono il tramonto lo strato rimescolato subisce un rapido decremento.

Al di sopra del mare tale strato si mantiene, per tutte le ore della simulazione, ad un'altezza paragonabile allo strato notturno; ciò è dovuto al fatto che le differenti capacità termiche dei corpi idrici fanno sì che essi restituiscano una quantità di calore sensibile, utile alla generazione di vortici convettivi, notevolmente inferiore a quella prodotta dalla superficie terrestre. Se inoltre si aggiunge il fatto che la rugosità di tali superfici è sensibilmente inferiore ad ogni altra, s'intuisce che è limitata anche la loro capacità di produrre turbolenza di tipo meccanico.

L'enorme disparità fra strato limite convettivo e marino genera situazioni interessanti in prossimità della linea di costa; in situazioni di circolazione di brezza, in particolare durante la fase diurna, lo strato limite marino può essere influenzato, in una misura che dipende dall'intensità della brezza di mare, entro terra. Come si osserva nei grafici delle ore 12, 14 e 16, in questi casi si viene a creare una fascia prossima alla costa in cui lo strato rimescolato ha un'altezza intermedia fra gli strati terrestre e marino. Come detto in precedenza il *Mixed Layer* è il volume utile alla dispersione degli inquinanti. Un suo minore sviluppo sulla fascia costiera, dove in genere si trovano i centri più importanti e quindi le maggiori fonti d'inquinamento, può dar luogo a situazioni di maggior pericolo per la salute umana.

E' opportuno sottolineare che rispetto alle misure *in situ* prodotte dalla piattaforma aerea e dal lidar trasportabile, i risultati delle simulazione sull'evoluzione del PBL nelle zone monitorate, sono comunque da ritenere apprezzabili (anche se non così precise rispetto ai valori rilevati dagli strumenti) in considerazione del fatto che non si è avuta la possibilità di disporre di misure meteo locali, che avrebbero sicuramente reso più performanti le simulazioni modellistiche.

7.4 Simulazioni con il modello MM5 e CALMET a Napoli

In base alle stesse considerazioni ed impostazioni fatte per la zona di Pontecagnano il 9 Maggio 2005, riportiamo i risultati delle simulazioni prodotte con il modello MM5 per la zona di Napoli, visualizzando i campi di vento verticali e d orizzontali (a livello del mare):

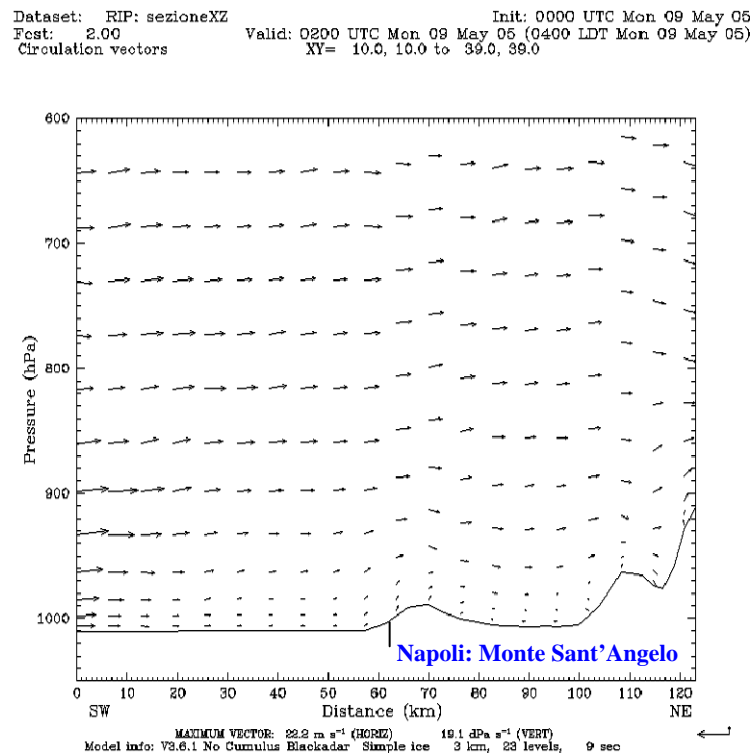


Figura 7.9a: Sezione verticale del campo di vento per l'ora 3 del 9 Maggio 2005.

Dataset: RIP: sezioneXY Init: 0000 UTC Mon 09 May 05
 Fcst: 2.00 Valid: 0200 UTC Mon 09 May 05 (0400 LDT Mon 09 May 05)
 Terrain height AMSL
 Horizontal wind vectors at pressure = 1014 hPa

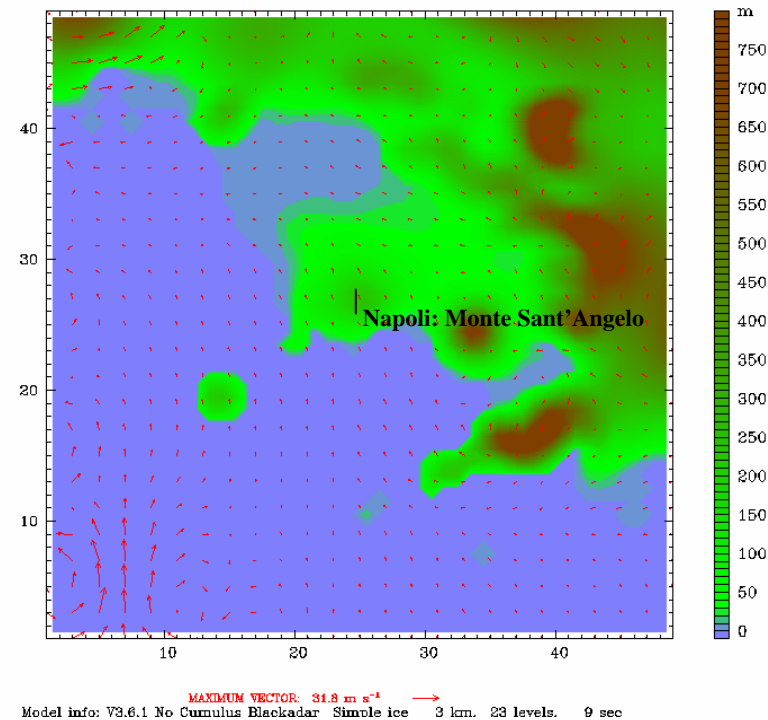


Figura 7.9b: Sezione orizzonta del campo di vento per l'ora 3 del 9 Maggio 2005.

Dataset: RIP: sezioneXZ Init: 0000 UTC Mon 09 May 05
 Fcst: 5.00 Valid: 0500 UTC Mon 09 May 05 (0700 LDT Mon 09 May 05)
 Circulation vectors XY= 10.0, 10.0 to 39.0, 39.0

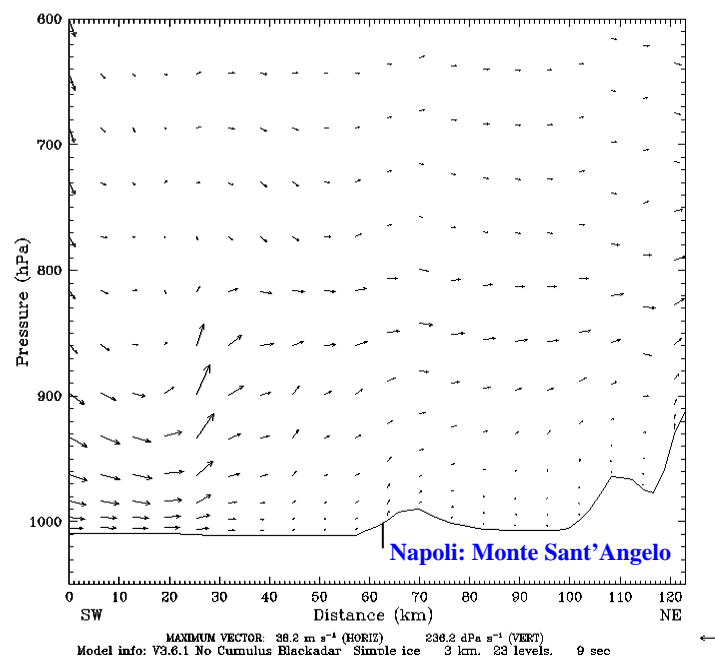


Figura 7.9c: Sezione verticale del campo di vento per l'ora 6 del 9 Maggio 2005.

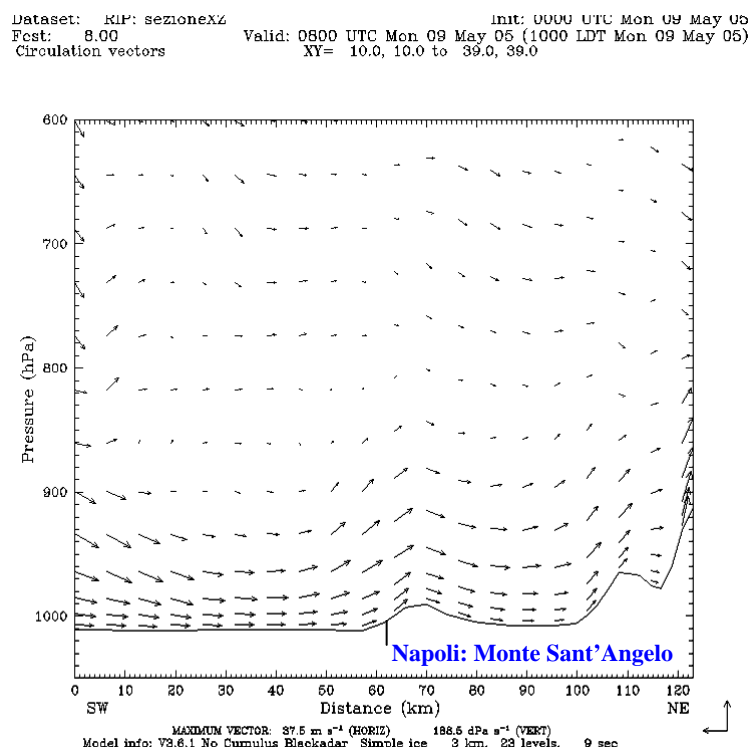


Figura 7.9d: Sezione verticale del campo di vento per l'ora 9 del 9 Maggio 2005.

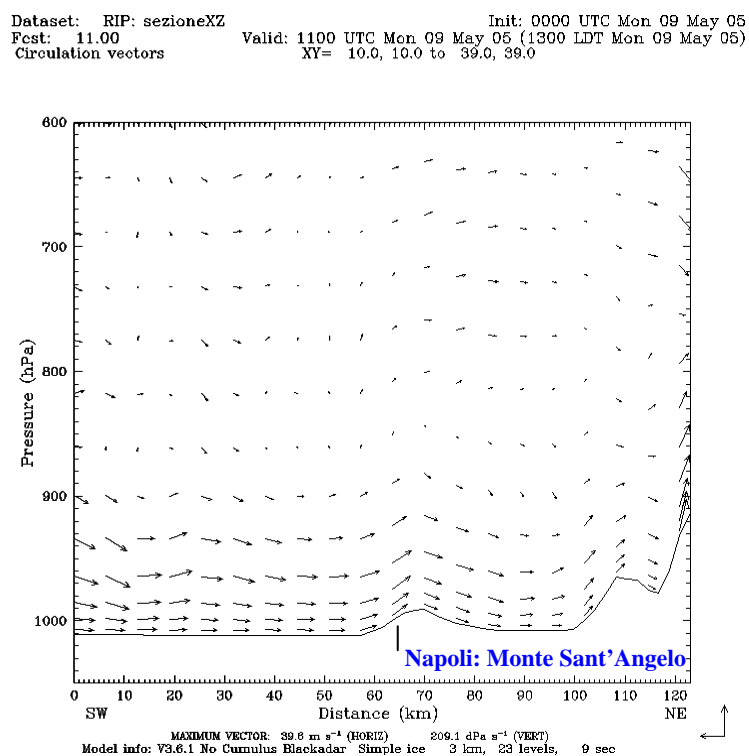


Figura 7.9e: Sezione verticale del campo di vento per l'ora 12 del 9 Maggio 2005.

Dataset: RIP: sezioneXY Init: 0000 UTC Mon 09 May 05
 Fcst: 11.00 Valid: 1100 UTC Mon 09 May 05 (1300 LDT Mon 09 May 05)
 Terrain height AMSL
 Horizontal wind vectors at pressure = 1014 hPa

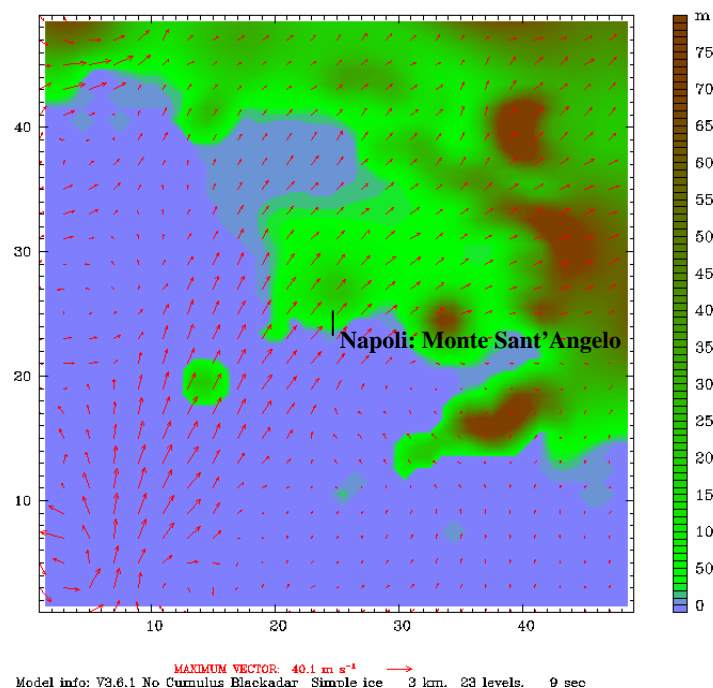


Figura 7.9f: Sezione orizzontale del campo di vento per l'ora 12 del 9 Maggio 2005.

Dataset: RIP: sezioneXZ Init: 0000 UTC Mon 09 May 05
 Fcst: 14.00 Valid: 1400 UTC Mon 09 May 05 (1600 LDT Mon 09 May 05)
 Circulation vectors XY= 10.0, 10.0 to 39.0, 39.0

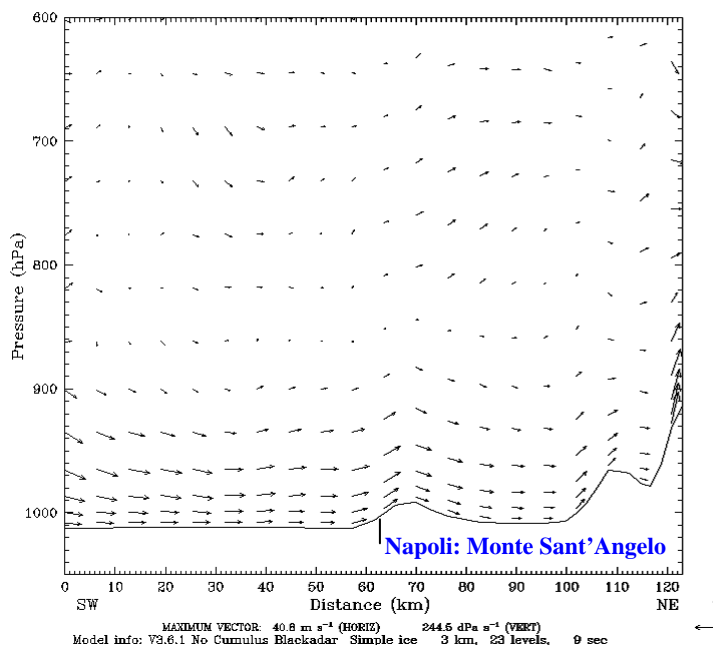


Figura 7.9g: Sezione verticale del campo di vento per l'ora 15 del 9 Maggio 2005.

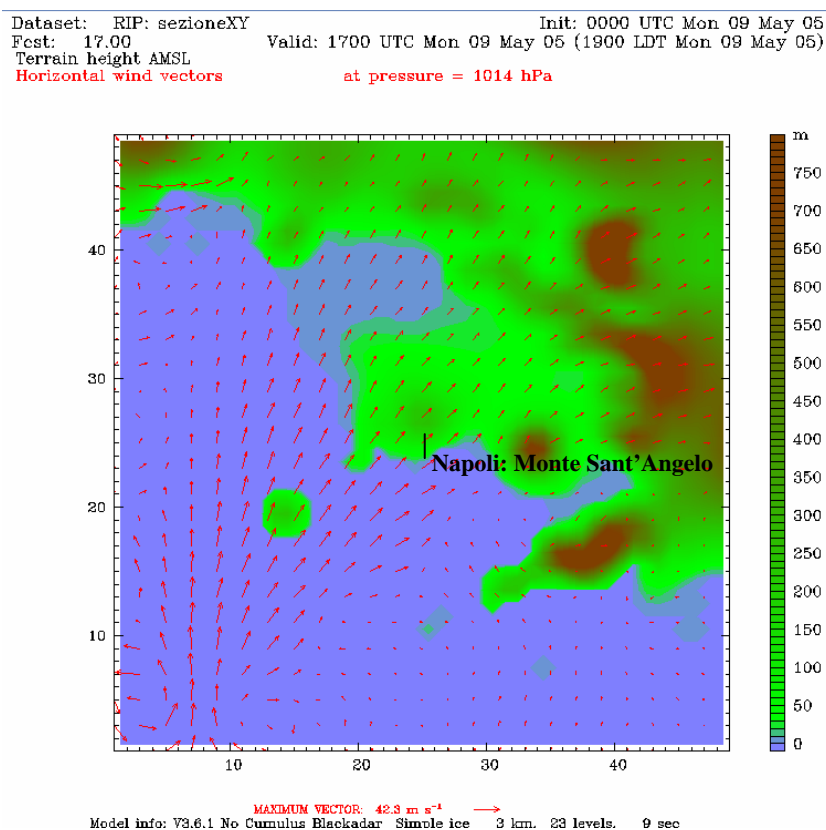


Figura 7.9h: Sezione orizzontale del campo di vento per l'ora 18 del 9 Maggio 2005.

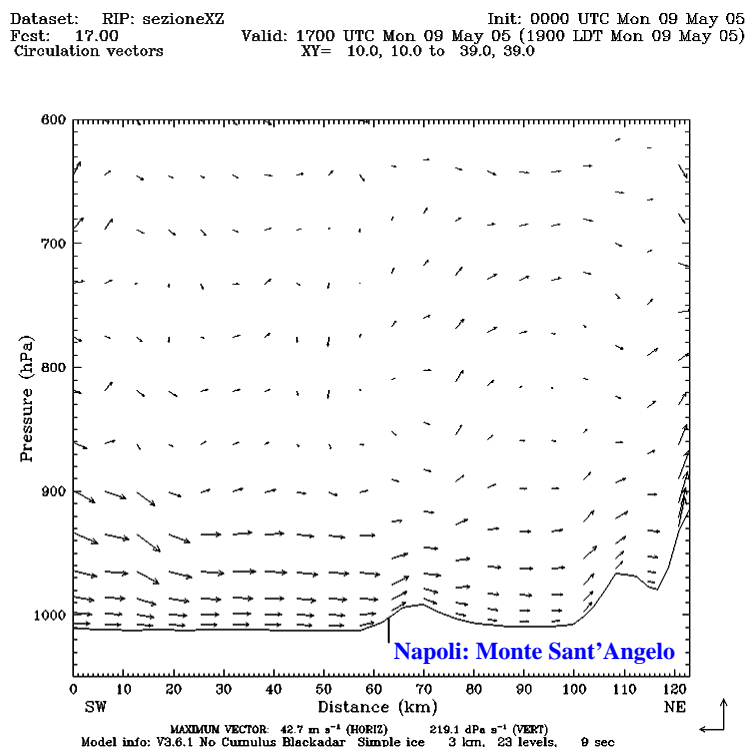


Figura 7.9i: Sezione verticale del campo di vento per l'ora 18 del 9 Maggio 2005.

Dataset: RIP: sezioneXZ Init: 0000 UTC Mon 09 May 05
 Fcst: 20.00 Valid: 2000 UTC Mon 09 May 05 (2200 LDT Mon 09 May 05)
 Circulation vectors XY= 10.0, 10.0 to 39.0, 39.0

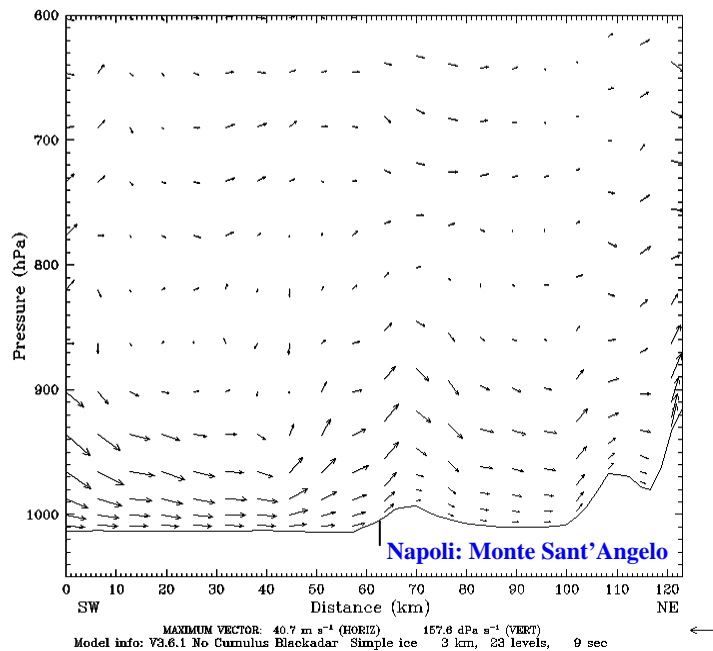


Figura 7.9l: Sezione verticale del campo di vento per l'ora 21 del 9 Maggio 2005.

Dataset: RIP: sezioneXZ Init: 0000 UTC Mon 09 May 05
 Fcst: 22.00 Valid: 2200 UTC Mon 09 May 05 (0000 LDT Tue 10 May 05)
 Circulation vectors XY= 10.0, 10.0 to 39.0, 39.0

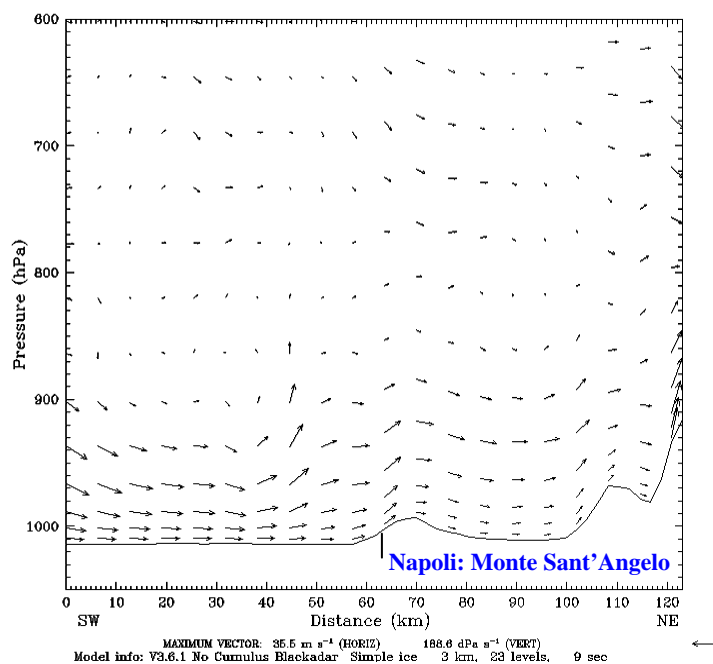


Figura 7.9m: Sezione verticale del campo di vento per l'ora 23 del 9 Maggio 2005.

Anche nel caso del dominio centrato sul Golfo di Napoli è osservabile, a cavallo della linea di costa, lo svilupparsi, alle prime ore del mattino, di una cella diurna che va a sovrapporsi alla preesistente cella notturna creando fenomeni di perturbazione. All'aumentare dell'irraggiamento solare, nelle ore più calde della giornata, la cella di brezza è ormai completamente sviluppata; le figure 7.9h e 7.9i riportano la situazione alle ore 18 in cui si osserva una direzione costante del vento da mare a tutte le quote.

Per quanto riguarda le simulazioni effettuate con il modello CALMET, nel caso del dominio su Napoli, si è avuto la possibilità di effettuare un'inizializzazione con parametri meteo locali, sfruttando i dati rilevati dalla stazione del CNISM di Monte Sant'Angelo.

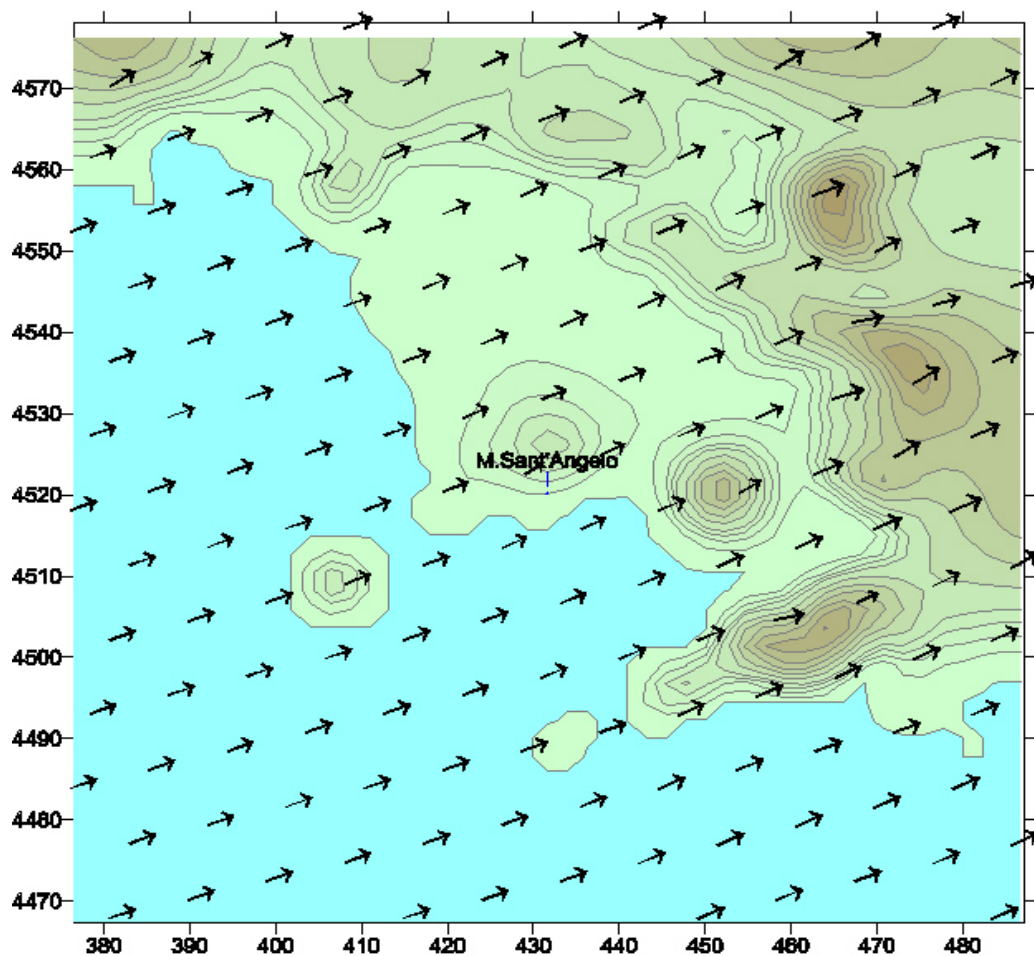


Figura 7.10: Campo di vento superficiale (10m) prodotto dal modello CALMET alle ore 12 del 9 Maggio 2005 nella zona di Napoli.

Per quanto riguarda la ricostruzione dell'altezza dello strato di mescolamento nelle figure 7.11 e 7.11bis viene riportata l'evoluzione dell'altezza del PBL ricostruita dal modello CALMET:

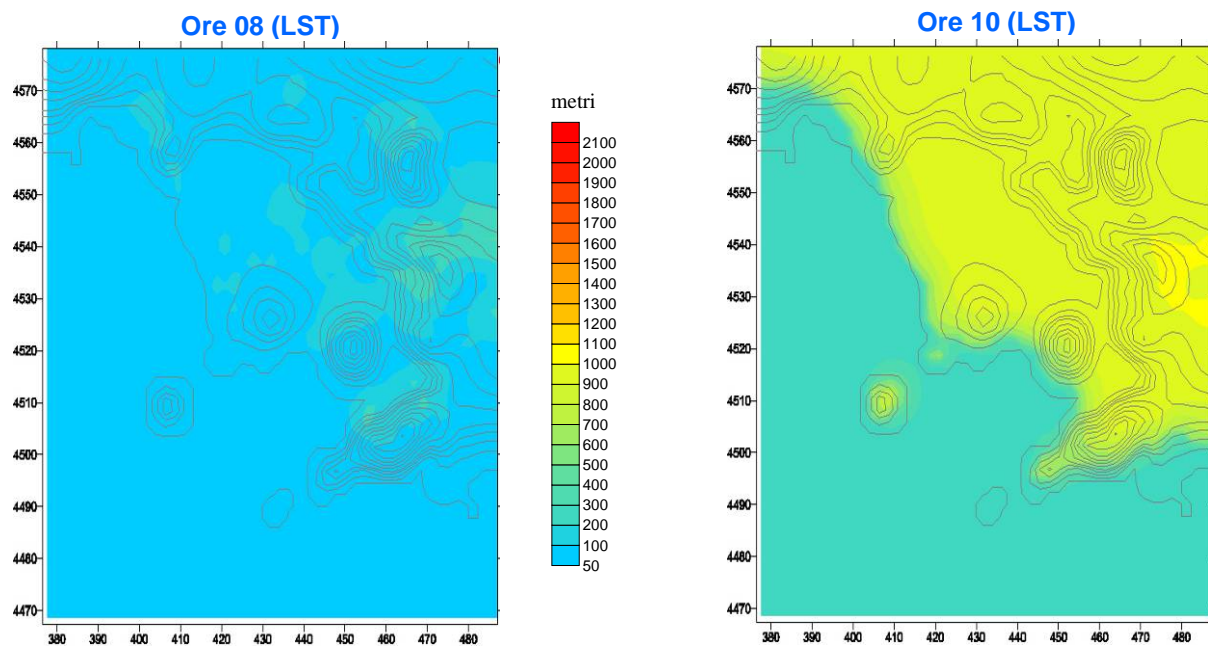


Figura 7.11: Evoluzione dell'altezza di mescolamento prodotta dal modello CALMET il 9 Maggio 2005 nella zona del Golfo di Napoli alle ore 8 e alle ore 10.

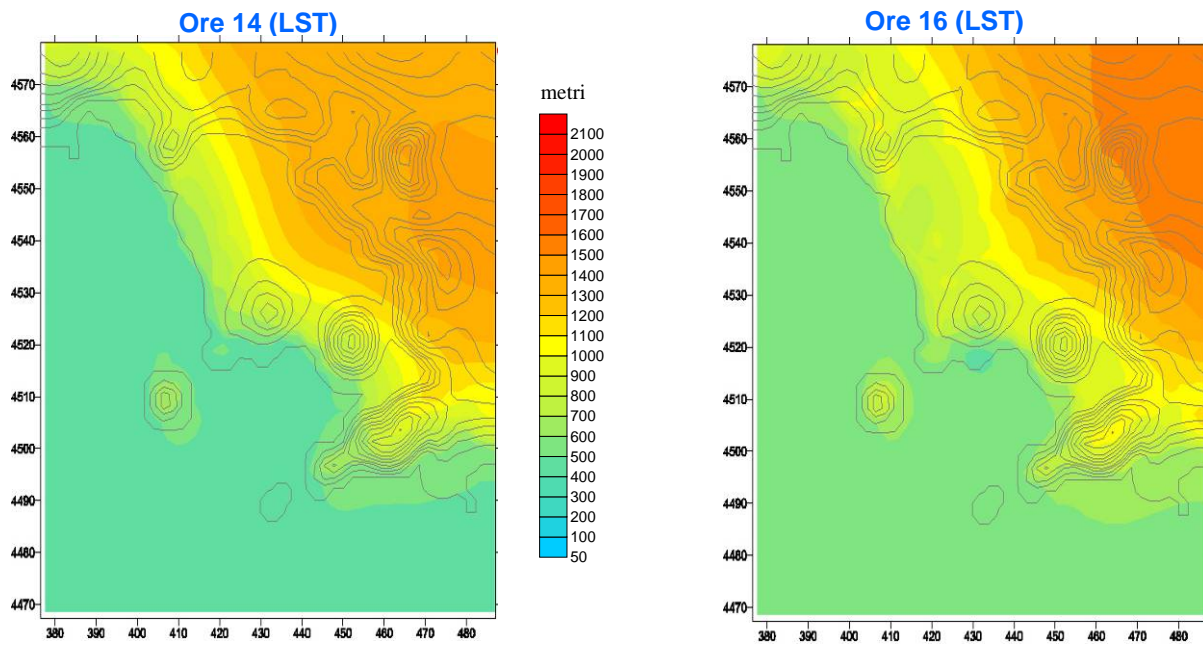


Figura 7.11: Evoluzione dell'altezza di mescolamento prodotta dal modello CALMET il 9 Maggio 2005 nella zona del Golzo di Napoli alle ore 14 e alle ore 16.

Conclusioni

Questo lavoro di tesi è stato dedicato allo studio delle influenze delle caratteristiche locali dei siti di misura sulla dinamica generale della bassa troposfera. Dopo aver introdotto quelle che sono le principali fonti ed i meccanismi che provocano inquinamento atmosferico, si sono descritti i principi generali della fisica dell'atmosfera con particolare attenzione allo strato atmosferico più vicino alla superficie terrestre, e che risulta maggiormente influenzato da essa: lo strato limite planetario (PBL). La grande importanza dei campi meteorologici nello studio dei fenomeni che avvengono nel *Planetary Boundary Layer* (come ad esempio l'inquinamento atmosferico) ha portato all'introduzione dei modelli meteorologici, che permettono di ricostruire l'evoluzione spazio-temporale delle variabili che descrivono il flusso atmosferico, attraverso un set di equazioni dinamiche e termodinamiche: il modello MM5 di tipo prognostico, è basato sulle equazioni fondamentali della fluidodinamica; a partire da condizioni iniziali e al contorno fornite da un modello a circolazione generale (AVN/NCEP), attraverso un sistema di griglie annidate e delle parametrizzazioni dei fenomeni a mesoscala di cui dispone, riesce a ricostruire la meteorologia del nostro dominio d'interesse. Il modello CALMET è di tipo mass-consistent, e riproduce il campo di vento a partire da dati osservati.

Sono stati analizzati i dati acquisiti, mediante l'uso sinergico di più apparati sperimentali reso possibile dalla collaborazione di diversi enti di ricerca, in contemporanea dalle stazioni allocate a Napoli ed a Pontecagnano durante un ciclo diurno di misure effettuato tra il 9 e 10 Maggio 2005; la *tecnica lidar* ha dimostrato di essere adeguata all'analisi della struttura ed all'evoluzione dello strato limite planetario sfruttando gli aerosol come traccianti. Dall'andamento delle altezze del PBL sui due siti e dallo studio delle correlazioni con i forzanti superficiali è emerso come un sito rurale come Pontecagnano sia influenzato dalle brezze marine, che durante il dì, provenendo da mare e fluendo verso terra hanno la forza di spingere via gli aerosol, cosa che a Napoli non succede. La complessa orografia del capoluogo campano e la massiccia e continua produzione di aerosol di origine antropica fanno sì da creare stratificazioni interne al PBL.

Sebbene il modeling system MM5 sia formalmente strutturato come un insieme di modelli interfacciati già idonei alla simulazione della circolazione atmosferica, la sua resa operativa e la sua ottimizzazione alla regione d'interesse, caratterizzata dalla presenza contemporanea di orografia e fascia costiera, ha richiesto un notevole sforzo. I risultati delle simulazioni convergono con quelle che sono le fenomenologie dettate dalle brezze mare/terra, e con quelle che sono le evoluzioni tipiche del PBL. In presenza di topografia complessa, l'attendibilità delle ricostruzioni operate dal modello CALMET diventano strettamente dipendenti dalla disponibilità di dati osservati; infatti una struttura topografica può indurre delle perturbazioni nel campo di vento che il modello non riesce a ricostruire adeguatamente con le sole parametrizzazioni di cui dispone. Allo stesso modo, la ricostruzione del campo di vento tridimensionale nel dominio di simulazione, dipende dalla qualità/quantità dei dati disponibili in quota; nel migliore dei casi comunque non si dispone di un numero di profili osservati sufficiente a descrivere una situazione complessa come quella che si verifica in condizioni di circolazione di brezza, e dunque ancor meno felici sono state le condizioni in cui si è trovati a far girare i modelli non avendo avuto la possibilità di inizializzarli né di confrontarli con un adeguato numero di dati osservati da centraline meteorologiche, e di conseguenza non si è riuscito a validarne i risultati in senso assoluto.

Lo step successivo al proseguimento di questo lavoro di tesi è senza dubbio l'ottimizzazione della struttura dei software utilizzati in ambito modellistico al fine di renderli più flessibili ad una loro inizializzazione anche con dati rilevati da piattaforma aerea e da installazioni lidar, onde ottenere risultati previsionali più performanti che consentano cioè di stimare con buona approssimazione l'evoluzione di agenti inquinanti nella bassa troposfera.

Appendice A: Le equazioni di base del modello MM5

Il set di equazioni, espresse in termini delle coordinate terrain-following (x, y, σ) , della versione non idrostatica del modello viene riportato di seguito:

Momento (componente x)

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{m}{\rho} \left(\frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = -\bar{V} \cdot \nabla u + v \left(f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) - ew \cos \alpha - \frac{uw}{r_{earth}} + D_u \quad (\text{A. 1})$$

1)

Momento (componente y)

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{m}{\rho} \left(\frac{\partial p'}{\partial y} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = -\bar{V} \cdot \nabla v - u \left(f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) - ew \sin \alpha - \frac{vw}{r_{earth}} + D_v \quad (\text{A. 2})$$

Momento (componente z)

$$\frac{\partial w}{\partial t} - \frac{\rho_0}{\rho} \frac{g}{p^*} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} + \frac{gp'}{\gamma p} = -\bar{V} \cdot \nabla w + g \frac{p_0}{p} \frac{T}{T_0} - \frac{gR_d}{c_p} \frac{p'}{p} - e(u \cos \alpha - v \sin \alpha) + \frac{u^2 + v^2}{r_{earth}} + D_w \quad (\text{A. 3})$$

3)

Pressione

$$\frac{\partial p'}{\partial t} - \rho_0 g w + \gamma p \nabla \cdot \bar{V} = -\bar{V} \cdot \nabla p' \quad (\text{A. 4})$$

Temperatura

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\bar{V} \cdot \nabla T + \frac{1}{\rho c_p} \left(\frac{\partial p'}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla p' - \rho_0 g w \right) + \frac{\dot{Q}}{c_p} + \frac{T_0}{\theta_0} D_\theta \quad (\text{A. 5})$$

Le equazioni A. 1 – A. 3 includono i termini (eu ed ew) che rappresentano la componente della forza di Coriolis, dove $e = 2\Omega \cos \lambda$, $\alpha = \phi - \phi_c$ (λ è la longitudine,

ϕ è la latitudine e ϕ_c è la longitudine centrale). I termini $u \frac{\partial m}{\partial y}$, $v \frac{\partial m}{\partial x}$ e r_{earth}

rappresentano gli effetti della curvatura terrestre, ed m è il fattore di scala del metodo di proiezione cartografica utilizzato.

Per quanto riguarda l'integrazione spaziale esse vengono discretizzate sulla griglia riportata in figura 4. 2 del tipo Arakawa B. Per la definizione dei gradienti delle grandezze, in ogni punto viene impiegato uno schema alle differenze finite del secondo ordine (consiste nell'approssimare il valore della derivata di una funzione u in un punto

x (per il quale sarebbe necessario conoscere tutti i valori della funzione, quindi in infiniti punti, in un intorno di x), con un'espressione che ne tenga in conto solo un numero finito (spesso molto piccolo). Si passa cioè dall'operazione di limite a quella di rapporto incrementale, a questo fa eccezione il termine delle precipitazioni, approssimato con uno schema di tipo *upstream* (vedi Grell, 1991) del primo ordine, ciò al fine di garantirne la positività. In molti casi è richiesta un'operazione di media orizzontale al fine di definire i gradienti nella giusta posizione. Vengono effettuate interpolazioni verticali per la presenza di una griglia verticale ad ampiezza variabile.

Per l'integrazione numerica temporale viene impiegato uno schema *leapfrog* del secondo ordine anche se alcuni termini vengono discretizzati con uno schema di *splitting-temporale*. Va notato che le equazioni A. 1 - A. 4 contengono nel membro di sinistra dei termini che descrivono la propagazione delle onde sonore e vanno integrati con passi temporali più piccoli degli altri. Negli schemi di tipo *leapfrog* i valori dei rapporti incrementali al tempo $t=n$ vengono impiegati per avanzare le variabili dal valore in $t=n-1$ a quello in $t=n+1$. Questo viene effettuato per molti dei termini di destra delle equazioni (avvezione, forza di Coriolis, galleggiamento). Un avanzamento di tipo *forward* viene invece impiegato per i termini diffusivi e microfisici, per i quali si usano i rapporti incrementali nel punto $t=n-1$ per valutare le variabili al tempo $t=n+1$. Per alcuni termini relativi alla radiazione ed alle nubi, le derivate vengono aggiornate solamente ogni 30 minuti.

Alcuni termini soffrono comunque di instabilità per l'utilizzo di passi temporali troppo elevati (ad esempio i termini per le onde sonore e per le precipitazioni) e richiedono una tecnica di *splitting* temporale. Ovvero richiedono di essere valutate più volte all'interno di un passo tradizionale. Ad esempio i termini relativi alle onde sonore vengono aggiornati quattro volte all'interno dell'intervallo $n+1 - n-1$, dopodiché vengono aggiornate le variabili u, v, w, p' .

Alcuni processi vengono invece trattati implicitamente per problemi di instabilità numerica. Uno schema è detto implicito quando il valore di una variabile non dipende solamente dai valori presenti o passati, ma anche da quelli futuri. Questi schemi hanno la proprietà di essere più stabili ma in genere computazionalmente più esigenti. Uno di questi schemi viene impiegato per il calcolo della propagazione di onde sonore e della diffusione verticali.

Le parametrizzazioni dei fenomeni fisici valutati da MM5 possono essere distinte in cinque differenti classi e la loro interazione diretta viene rappresentata dallo schema a blocchi di figura A. 1.

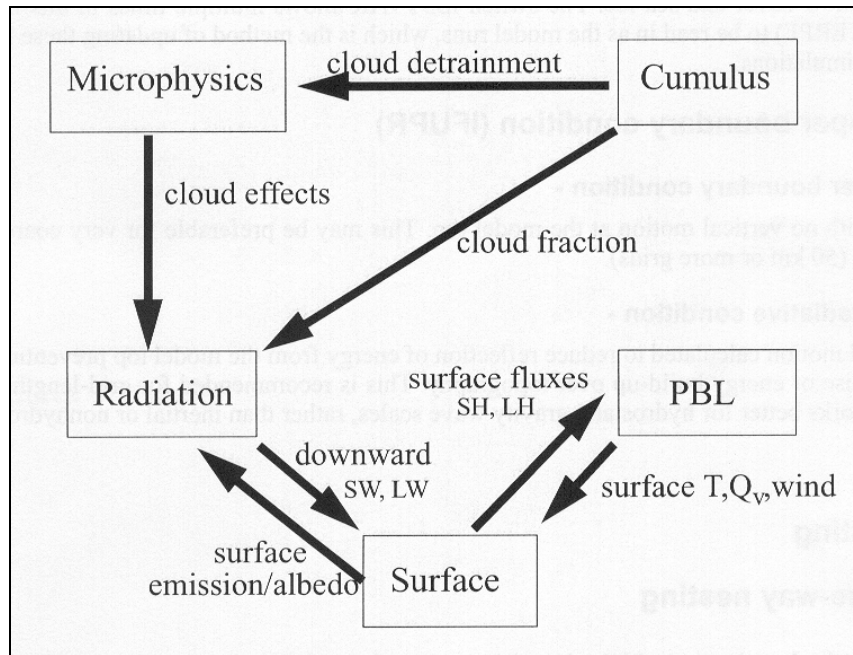


Figura A. 1: Schema a blocchi delle classi di parametrizzazioni del modello MM5 e loro interazioni.

Per ognuna delle classi riportate esistono differenti parametrizzazioni di cui il modello MM5 dispone; di seguito verranno brevemente descritte quelle adottate per le simulazioni riportate nel capitolo 6.

- Per quanto riguarda le precipitazioni è stata impiegato lo schema di Grell (Grell 1993). Lo schema concettuale di questa parametrizzazione viene riportato in figura A. 2; le nubi vengono rappresentate come sistemi di circolazione bidimensionali stazionari causati da un updraft ed un downdraft. Non è previsto rimescolamento con l'ambiente esterno ad eccezione del top e della base della nuvola. Il flusso di massa è quindi costante con l'altezza e può essere espresso in due componenti:

$$m_u(z) = m_u(z_b) = m_b \quad (\text{A. 6})$$

$$m_d(z) = m_d(z_d) = m_0 \quad (\text{A. 7})$$

rispettivamente per i flussi *updraft* e *downdraft*, m_b ed m_0 , sono gli stessi flussi di massa alle loro quote originali. Se si assume che le condizioni originali sono date all'ambiente esterno, per ogni variabile termodinamica, il bilancio all'interno della nuvola diventa:

$$\alpha_u(z) = \tilde{\alpha}(z_b) + S_u(z) \quad (\text{A. 8})$$

$$\alpha_d(z) = \tilde{\alpha}(z_0) + S_d(z) \quad (\text{A. 9})$$

dove α è una variabile termodinamica, il simbolo tilde rappresenta il valore che ha nell'ambiente, S rappresenta eventuali pozzi o sorgenti. Per l'energia nel caso statico e con umidità si ha:

$$\tilde{h}(z) = C_p \tilde{T}(z) + gz + L\tilde{q}(z) \quad (\text{A. 10})$$

Le equazioni 4.8 e 4.9 diventano

$$h_u(z) = \tilde{h}(b) \quad (\text{A. 11})$$

$$h_d(z) = \tilde{h}(z_0) \quad (\text{A. 12})$$

Per calcolare il *mixing ratio* cioè il rapporto di mescolanza (rapporto tra la massa del vapore acqueo e la massa di aria secca con cui il vapore è mescolato) all'interno della nuvola, se viene assunta la condizione di saturazione, possono essere utilizzate le seguenti espressioni:

$$q_c(\lambda, z) = \tilde{q}^* + \frac{\gamma}{1 + \gamma} \frac{1}{L} [h_c(\lambda, z) - \tilde{h}^*(z)] \quad (\text{A. 13})$$

dove q_c è il *mixing ratio*;

\tilde{q}^* è il *mixing ratio* di saturazione nell'ambiente;

h_c è *moist static energy* della nuvola (variabile termodinamica analoga alla temperatura

potenziale, calcolata portando adiabaticamente una particella d'aria ad una quota in cui tutto il vapore acqueo condensi liberando calore latente);

\tilde{h}^* è *moist static energy* di saturazione nell'ambiente;

$$\gamma = \left(\frac{L}{c_p} \right) \left(\frac{\partial \tilde{q}^*}{\partial T} \right)_P.$$

Insieme alle equazioni A. 8 e A. 9 questa equazione ci fornirà S_u e S_d , rispettivamente la condensazione e la saturazione nel mixing ratio. Notare che tale schema non prevede la presenza di acqua allo stato liquido; tutta quella presente viene convertita in precipitazioni.

Date le condizioni al contorno, le equazioni da A. 5 a A. 12 contengono due termini incogniti: m_b e m_0 .

Allo scopo di risolvere questi termini sconosciuti, la produzione del flusso di massa downdraft è parametrizzata in funzione del flusso di massa downdraft e della ri-evaporazione della massa condensata.

Tuttavia:

$$m_0 = \frac{\beta I_1 m_b}{I_2} = \varepsilon m_b \quad (\text{A. 14})$$

dove $1-\beta$ è l'efficienza di precipitazione.

ε parametro che mette in relazione i flussi di massa updraft e downdraft.

Per specificare le condizioni al contorno assumiamo:

$$h_u(z) = h_u(z_b) = MAX(\tilde{h}(z)) \quad (\text{A. 15})$$

$$\text{con } z \leq z_b \text{ e } h_u(z_T) = \tilde{h}^*(z_T). \quad (\text{A. 16})$$

Allo stesso modo per il downdraft

$$h_d(z) = h_d(z_0) = MIN(\tilde{h}(z)) \quad (\text{A. 17})$$

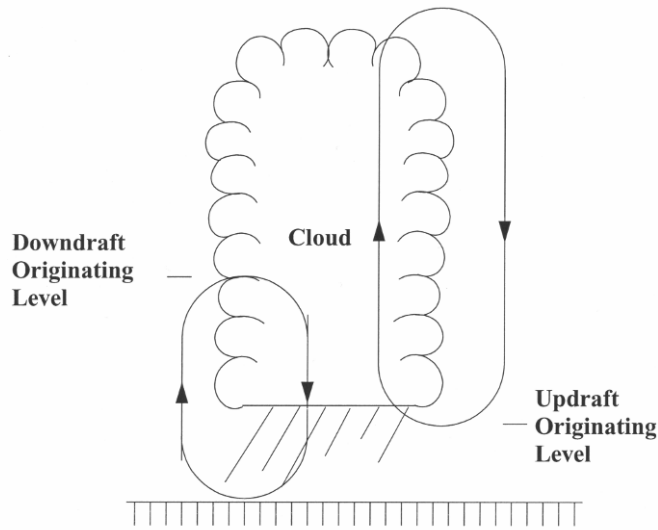


Figura A. 2 Diagramma concettuale dello schema di Grell (1993).

- I processi di precipitazione alle scale risolubili dal modello vengono attivati ogniqualvolta viene raggiunta la saturazione. La trattazione più semplice che talvolta viene utilizzata consiste nella rimozione del vapore super-saturo sotto forma di precipitazione e conseguentemente si aggiunge calore latente nell'equazione della termodinamica. Sistemi più sofisticati possiedono variabili aggiuntive per l'acqua potenzialmente disponibile per le precipitazioni, così come per il ghiaccio e la neve. La parametrizzazione da noi adottata tratta esplicitamente le precipitazioni acquose, nevose ed il ghiaccio (Dudhia 1989). Questo schema consente di descrivere la formazione di processi in fase di ghiaccio al di sotto degli 0 °C, dove l'acqua contenuta nelle nuvole viene trattata come ghiaccio e le precipitazioni acquose come nevose. Per i dettagli dello schema si rimanda a Grell et al. 1994.

- La determinazione della temperatura della superficie del suolo, T_g è calcolata a partire dal bilancio energetico superficiale basato sul metodo del *force-restore* sviluppato da Blackadar (Zhang and Anthes 1982).

L'equazione del bilancio è

$$C_g \frac{\partial T_g}{\partial t} = R_n - H_m - H_s - L_v E_s \quad (\text{A. 18})$$

dove C_g è la capacità termica della superficie per unità di area, R_n è la radiazione netta, H_n è il flusso di calore nel substrato, H_s è il flusso di calore sensibile in atmosfera, H_v è il calore latente di evaporazione ed E_s è il flusso di umidità superficiale. Blackadar (1979) mostrò che la seguente formulazione predice correttamente l'ampiezza e la fase della temperatura superficiale di uno strato superficiale di suolo con (λ) conducibilità termica uniforme e capacità termica per unità di volume C_s , con C_g relazionato a questi parametri e alla velocità di rotazione della terra Ω dalla seguente relazione:

$$C_g = 0.95 \left(\frac{\lambda C_s}{2\Omega} \right)^{1/2} \quad (\text{A. 19})$$

La capacità termica è anche funzione di un parametro chiamato inerzia termica χ

$$\chi = (\lambda C_s)^{1/2} \quad (\text{A. 20})$$

Dalla A. 18 e A. 19 si ha

$$C_g = 3.293 \cdot 10^6 \chi \quad (\text{A. 21})$$

dove χ ($cal\ cm^{-2}\ K^{-1}\ s^{1/2}$) è specificato nel modello come funzione delle classe d'uso del suolo (vedi tabella 4.2 pag. 49). Per la definizione dei termini a destra della A. 18 si rimanda a Grell et al. 1994.

- Per quanto riguarda le parametrizzazioni dello strato limite lo schema adottato per le simulazione è l'MRF PBL, anche detto metodo Hong-Pan (1996). Tale schema si rivela efficiente per elevate risoluzioni; si basa sulla rappresentazione di Troen-Mahrt (1986) dei termini di contro-gradiente e profili K in condizioni di *well-mixed* PBL .

Appendice B: Le equazioni di base del modello CALMET

B . 1 Campo di vento di primo step

Effetti cinematici del terreno

Gli effetti cinematici del terreno provocano variazioni sia sulla componente verticale sia sulle componenti orizzontali del campo di vento di prima ipotesi. Per valutarne gli effetti sulla componente verticale della velocità è usato l'approccio di Liu e Yocke (1988) in cui il suo valore in coordinate cartesiane è calcolato come:

$$w = (V \cdot \nabla h_t) \exp(-kz) \quad (\text{B. 1})$$

dove V è il campo di vento di prima ipotesi;
 h_t è l'altezza del terreno;
 k è il coefficiente di stabilità ;
 z è la coordinata verticale.

Il coefficiente del termine esponenziale, che aumenta all'aumentare della stabilità atmosferica, è dato da:

$$k = \frac{N}{|V|} \quad (\text{B. 2})$$

$$N = \left[\left(\frac{g}{\theta} \right) \frac{d\theta}{dz} \right]^{1/2} \quad (\text{B. 3})$$

dove N è la frequenza di Bunt-Väisälä (1/s);
 θ è la temperatura potenziale (K);
 g è l'accelerazione di gravità (m/s^2);
 $|V|$ è il modulo della velocità del campo di vento di prima ipotesi.

Infine, la componente verticale del vento in coordinate cartesiane w , viene trasformata in *coordinate conformi al terreno* W . In sostanza viene corretta la componente della velocità verticale tenendo conto dell'orografia e della stabilità atmosferica.

Per quanto riguarda le componenti orizzontali del campo di vento di prima ipotesi, gli effetti cinematici del terreno vengono valutati applicando uno schema iterativo di minimizzazione della divergenza il quale corregge le componenti orizzontali fintantoché la divergenza tridimensionale non risulta più piccola di un valore soglia specificato dall'utente.

Flussi di pendio

Gli effetti dei flussi di pendio sul campo di vento di prima ipotesi vengono determinati da CALMET secondo uno schema empirico. I vettori dei flussi di pendio vengono sommati al campo di vento in modo da ottenere un campo di vento di primo step che tenga conto anche di questi fenomeni:

$$u_1^1 = u_1 + u_s \quad (\text{B. 4})$$

$$v_1^1 = v_1 + v_s \quad (\text{B. 5})$$

dove (u_1, v_1) sono le componenti del campo di vento di prima ipotesi (m/s);

(u_s, v_s) sono le componenti del flusso di pendio (m/s);

(u_1^1, v_1^1) sono le componenti del campo di vento di primo step aggiustate per i flussi di pendio.

Recentemente, come descritto da Scire e Robe (1997), è stata introdotta una nuova parametrizzazione dei flussi di pendio che a sua volta si basa sulla parametrizzazione degli *shooting flows* di Mahrt (1982). Gli shooting flows sono flussi prodotti dalla spinta di galleggiamento, bilanciati dall'avvezione dei momenti deboli, dall'attrito superficiale, e dall'ingresso di aria attraverso il top dello strato in cui si verifica questo fenomeno. Per il calcolo della loro velocità si assume che il flusso sia stazionario, il loro spessore e la pendenza del terreno siano costanti. Gli effetti della forza di Coriolis e delle componenti trasversali alla direzione di flusso vengono trascurati.

Effetti di blocco del terreno

Gli effetti di blocco del terreno su flussi di vento sono parametrizzati in termini del numero locale di Froude (Allwine e Whiteman, 1985):

$$Fr = \frac{V}{N\Delta h_t} \quad (\text{B. 6})$$

$$\Delta h_t = (h_{\max})_{ij} - (z)_{ijk} \quad (\text{B. 7})$$

- dove Fr è il numero di Froude locale;
- V è la velocità del vento (m/s) in ogni punto della griglia;
- N è la frequenza di Brunt-Väisälä (s^{-1});
- Δh_t è l'altezza effettiva dell'ostacolo (m);
- $(h_{\max})_{ij}$ è il punto più alto del terreno all'interno di un raggio d'influenza dal punto della griglia (i,j);
- $(z)_{ijk}$ è l'altezza del livello k-esimo del punto di griglia (i,j) sopra il terreno.

Il numero di Froude è calcolato in ogni punto della griglia. Se Fr è minore di un valore critico e il vento ha in quel punto di griglia una componente verso l'alto, la direzione del vento è aggiustata per essere tangente al terreno (inteso come ostacolo); la velocità resta immutata. Se Fr eccede il valore critico non viene fatto nessun aggiustamento al flusso.

B . 2 Campo di vento di secondo step

Interpolazione

Per introdurre dati osservati nel campo di vento di primo step si utilizza un metodo di interpolazione ID (inverso della distanza) descritto di seguito:

$$(u,v)_2' = \frac{\frac{(u,v)_1}{R^2} + \sum_k \frac{(u_{obs}, v_{obs})_k}{R_k^2}}{\frac{1}{R^2} + \sum_k \frac{1}{R_k^2}} \quad (B. 8)$$

- dove (u_{obs}, v_{obs}) sono le componenti del vento osservato alla stazione k-esima;
- $(u,v)_1$ sono le componenti del campo di primo step in un particolare punto della griglia;
- $(u,v)_2'$ sono le componenti del campo di vento di secondo step;
- R_k la distanza dalla stazione di osservazione k al punto della griglia;
- R il parametro di ponderazione specificato dall'utente.

Questo schema permette di attribuire un peso maggiore ai dati nelle zone del dominio prossime alle stazioni di rilevazione, viceversa in quei punti in cui non ci sono dati osservati saranno i dati del campo di vento di primo step ad aver maggior peso. Quindi per stabilire quale debba essere il peso relativo del campo di vento di primo step e delle osservazioni, si possono variare due parametri: R_1 e R_2 . Entrambi rappresentano la distanza massima all'interno della quale si attribuirà maggior peso ai valori osservati, il primo si riferisce allo strato superficiale, il secondo agli strati sovrastanti.

Nel caso in cui il dominio di simulazione non sia interamente coperto dalle regioni d'influenza dei dati osservati (quantificabili con R_1 ed R_2), può essere selezionata l'opzione cosiddetta di raggio variabile. In questo caso, per la ricostruzione del campo di vento nei punti di griglia esterni ai raggi d'influenza, vengono utilizzati solamente i dati della stazione più vicina ad essi.

CALMET prevede, come opzione, la possibilità di calcolare separatamente i venti superficiali di eventuali sottodomini all'interno dei quali si verificano circolazioni di brezze di mare o lago, che verranno poi sostituiti ai venti originali. Perché tale opzione dia risultati soddisfacenti è utile definire i confini di questi sottodomini e disporre al loro interno di una più completa rete di osservazioni (nello spazio e nel tempo). I venti, in ogni punto della griglia, vengono calcolati secondo uno schema d'interpolazione dell'inverso della distanza al quadrato; questo schema differisce dal precedente per come sono definite le distanze. Qui R è la differenza fra due distanze: la prima è quella

che separa il punto di griglia dalla linea di costa, la seconda separa il punto di osservazione dalla linea di costa. In altre parole non è importante la distanza fra punti di griglia e le stazioni, ma la loro distanza relativa dalla linea di costa.

Smoothing

Il campo risultante dall'introduzione dei dati osservati nel campo di vento di primo step presenterà verosimilmente delle discontinuità ed è per questo motivo che CALMET adotta una procedura iterativa che ha la seguente forma:

$$(u_{i,j})'' = 0.5u_{i,j} + 0.125[u_{i-1,j} + u_{i+1,j} + u_{i,j-1} + u_{i,j+1}] \quad (\text{B. 9})$$

dove $(u_{i,j})'$ è la componente u del vento nel punto (i,j) di griglia dopo

l'applicazione dello smoothing;

$(u_{i,j})$ è la componente u del vento nel punto (i,j) di griglia prima

dell'applicazione dello smoothing.

Una simile equazione è applicata per la componente v del vento. Il numero di passi del processo iterativo può essere controllato dall'utente.

Calcolo delle velocità verticali

CALMET possiede due opzioni per il calcolo delle velocità verticali. Con il primo metodo le velocità verticali sono calcolate direttamente attraverso la forma incompressibile dell'equazione di conservazione della massa:

$$\frac{du''}{dx} + \frac{dv''}{dy} + \frac{dw_1}{dz} = 0 \quad (\text{B. 10})$$

dove w_1 è la velocità verticale in coordinate conformi al terreno;

u'', v'' sono le componenti orizzontali del campo di vento dopo lo smoothing.

In questo caso, usando le componenti orizzontali del campo di vento già sottoposte alla procedura di smoothing, su di esse non verrà fatto nessun ulteriore aggiustamento.

Talvolta, come suggerito da Godden e Lurmann (1983), questo metodo può produrre, nello strato più alto del dominio, delle velocità verticali troppo elevate. Per evitare questo problema si può ricorrere al secondo metodo (O'Brien, 1970):

$$w_2(z) = w_1(z) - \left(\frac{z}{z_{top}} \right) w_1(z = z_{top}) \quad (B. 11)$$

La procedura di O'Brien forza a zero la velocità verticale al top del dominio del modello. Conseguentemente le componenti orizzontali del vento, in seguito all'introduzione della nuova velocità verticale, non rispettano più la conservazione della massa e devono perciò essere riaggiustate secondo lo schema di seguito descritto.

Procedura di minimizzazione della divergenza

La procedura di minimizzazione della divergenza tridimensionale del campo di vento aggiusta le componenti orizzontali del vento (u,v) per un fissato campo di velocità verticale, in modo che, in ogni punto della griglia la divergenza sia più piccola di un valor massimo specificato dall'utente.

$$\frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} + \frac{dw}{dz} < \varepsilon \quad (B. 12)$$

dove u,v sono le componenti orizzontali del vento;

w è la componente verticale del vento in coordinate conformi al terreno;

ε è il valor massimo della divergenza.

Come già detto, in CALMET le componenti orizzontali del vento sono definite in ogni punto della griglia mentre le componenti verticali in ogni faccia verticale delle celle di griglia. Tuttavia, la divergenza D, nel punto (i,j,k) è data da:

$$D_{i,j,k} = \frac{w_{i,j,k+\frac{1}{2}} - w_{i,j,k-\frac{1}{2}}}{z_{k+\frac{1}{2}} - z_{k-\frac{1}{2}}} + \frac{u_{i+1,j,k} - u_{i-1,j,k}}{2\Delta x} + \frac{v_{i,j+1,k} - v_{i,j-1,k}}{2\Delta y} \quad (\text{B. 13})$$

dove Δx e Δy sono i lati delle celle della griglia nelle direzioni x e y rispettivamente.

Le componenti u e v del vento delle celle circostanti ad una cella sono aggiustate in maniera tale che in quest'ultima (nel suo baricentro) la divergenza sia nulla. Gli aggiustamenti sono:

$$(u_{new})_{i+1,j,k} = u_{i+1,j,k} + u_{adj} \quad (\text{B. 14})$$

$$(u_{new})_{i-1,j,k} = u_{i-1,j,k} - u_{adj} \quad (\text{B. 15})$$

$$(v_{new})_{i+1,j,k} = v_{i+1,j,k} + v_{adj} \quad (\text{B. 16})$$

$$(v_{new})_{i-1,j,k} = v_{i-1,j,k} - v_{adj} \quad (\text{B. 17})$$

dove le velocità aggiustate (u_{adj}, v_{adj}) sono:

$$u_{adj} = \frac{-D_{ijk} \Delta x}{2} \quad (\text{B. 18})$$

$$v_{adj} = \frac{-D_{ijk} \Delta y}{2} \quad (\text{B. 19})$$

In ogni momento la divergenza è eliminata in un particolare punto della griglia ed è calcolata nei punti ad esso circostanti. Comunque, applicando una procedura iterativa, la divergenza è gradualmente ridotta fintantoché il suo valore non è minore ad un valore soglia, attraverso tutta la griglia.

B . 3 Modulo micrometeorologico di CALMET

Per tener conto delle differenti proprietà aerodinamiche e termiche della superficie terrestre e marina, CALMET contiene due moduli micrometeorologico per la determinazione dei parametri di strato limite nei due differenti ambienti.

Strato limite terrestre

Il rapporto fra il flusso di calore sensibile e latente è definito come rapporto di Bowen, **B**. La sua importanza deriva dal fatto che da esso dipende il grado di turbolenza convettiva in quanto riflette la ripartizione dell'energia disponibile in flusso di calore sensibile e latente.

$$B = \frac{Q_h}{Q_e} \quad (B. 20)$$

Il suo valore adimensionale oscilla fra 0.1 al di sopra di corpi idrici e 10 nel deserto; il modello richiede valori stagionali di questo parametro calcolati in base alle categorie d'uso del suolo.

Il flusso di calore immagazzinato dal suolo o dai manufatti, **Q_g**, è in genere parametrizzato, durante il giorno, in termini della radiazione solare netta:

$$Q_g = C_g Q^* \quad (B. 21)$$

dove la costante **C_g** è funzione delle proprietà della superficie. Il suo valore, suggerito da Oke (1982), varia da 0.05 – 0.25 per aree rurali e 0.25 – 0.30 per aree urbane. Gli alti valori per questa costante per le aree urbane riflettono l'alta capacità e conducibilità termica dei manufatti.

Il flusso di calore antropogenico, **Q_f**, è una funzione della densità di popolazione e del consumo di energia pro-capite. Dall'analisi di numerosi valori medi stagionali di questo parametro lo si può ritenere trascurabile se confrontato con gli altri termini dell'equazione del bilancio energetico.

La radiazione netta, **Q***, è data dalla differenza fra la radiazione ad onda corta entrante e la radiazione ad onda lunga uscente. Essa può essere espressa come:

$$Q_* = Q_{sw} (1 - A) + Q_{lw-d} - Q_{lw-u} \quad (B. 22)$$

dove Q_{sw} è la radiazione ad onda corta entrante (W/m^2), composta dalla radiazione solare diretta (Q_{sw-s}) e dalla radiazione diffusa (Q_{sw-d});

A è l'albedo alla superficie;

Q_{lw-d} è la radiazione ad onda lunga entrante (W/m^2);

Q_{lw-u} è la radiazione ad onda lunga (W/m^2) emessa dalla superficie.

Per stimare la radiazione solare netta, Q_* , il modello usa la parametrizzazione di van Ulden e Holtslag (1983) descritta di seguito:

$$Q_* = \frac{(1 - A)Q_{sw} + c_1 T^6 - \sigma T^4 + c_2 N}{1 + c_3} \quad (B. 23)$$

$$Q_{sw} = (a_1 \sin \varphi + a_2) (1 + b_1 N^{b_2}) \quad (B. 24)$$

dove T è la temperatura dell'aria (K);

σ è la costante di Stefan-Boltzmann ($5.76 \times 10^{-8} W/m^2/K^4$);

N è la frazione di cielo coperto dalle nuvole;

φ è l'angolo di elevazione solare.

L'ultimo termine dell'equazione B. 24 prende in considerazione la riduzione della radiazione entrante dalla copertura nuvolosa, mentre i valori delle costanti empiriche c_1 , c_2 , c_3 , a_1 , a_2 , b_1 e b_2 sono descritti in tabella B. 1.

Costanti	Valori
c_1	$3.31 \times 10^{-13} W/m^2/k^6$
c_2	$60 W/m^2$
c_3	0.12
a_1	$990 W/m^2$
a_2	$-30 W/m^2$
b_1	- 0.75
b_2	3.4

Tabella B. 1: Costanti per la radiazione netta (Holtslag e Van Ulden,1983)

Usando il set di equazioni dalla B. 21 alla B. 24 il flusso di calore sensibile diurno può essere espresso in termini di sole quantità note:

$$Q_h = \frac{B}{1+B} [Q_* (1 - c_g) + Q_f] \quad (B. 25)$$

Noto il flusso di calore sensibile, la lunghezza di Monin-Obukhov e la velocità di frizione superficiale sono calcolate tramite iterazione.

$$u_* = \frac{ku}{\left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \Psi_m\left(\frac{z}{L}\right) + \Psi_m\left(\frac{z_0}{L}\right) \right]} \quad (B. 26)$$

dove z_0 è la lunghezza di rugosità superficiale (m);

Ψ_m è una funzione della stabilità;

k è la costante di von Karman (0.4);

u è la velocità del vento (m/s) all'altezza z .

La lunghezza di Monin-Obukhov è definita come:

$$L = \frac{-\rho c_p T u_*^3}{kg Q_h} \quad (B. 27)$$

dove T è la temperatura (K);

c_p è il calore specifico dell'aria a pressione costante ($996 \text{ m}^2/(\text{s}^2/\text{K})$);

ρ è la densità dell'aria (Kg/m^3);

g è l'accelerazione di gravità (m/s^2).

Usando l'equazione B. 26 viene stimata una prima ipotesi di u_* per l'atmosfera in condizioni stabili ($L = \infty$); questo valore è usato nell'equazione B. 27 per stimare L . Un nuovo valore di u_* è quindi calcolato con l'equazione B. 26. La procedura è ripetuta finché non si ottiene convergenza.

In condizioni di atmosfera stabile, il calcolo dalla velocità di frizione, u_* , si basa sul metodo di Venkatram (1980a):

$$u_* = \frac{C_{DN} u}{2} \left[1 + C^{\frac{1}{2}} \right] \quad (\text{B. 28})$$

$$C = 1 - \frac{4u_0^2}{C_{DN} u^2} \quad (C \geq 0) \quad (\text{B. 29})$$

$$u_0^2 = \frac{\gamma z_m g \theta_*}{T} \quad (\text{B. 30})$$

dove C_{DN} è il coefficiente d'attrito in condizioni neutrali [$k/\ln(z_m/z_0)$];

γ è una costante ($\cong 4.7$);

z_m è l'altezza (m) a cui si misura la velocità del vento, u .

La scala di temperatura è calcolata come il minimo di due stime:

$$\theta_* = \min[\theta_{*1}, \theta_{*2}] \quad (\text{B. 31})$$

la prima, θ_{*1} , è basata su Holtslag e van Ulden (1982):

$$\theta_{*1} = 0.09(1 - 0.5N^2) \quad (\text{B. 32})$$

mentre la seconda, θ_{*2} , è data da:

$$\theta_{*2} = \frac{TC_{DN} u^2}{4\gamma z_m g} \quad (\text{B. 33})$$

Il corrispondente calore specifico è calcolato con la formula seguente:

$$Q_h = -\rho c_p u_* \theta_* \quad (\text{B. 34})$$

e la lunghezza di Monin-Obukhov con l'equazione B .27.

L'altezza di mescolamento diurna è calcolata usando un metodo di Carson (1973) modificato da Maul (1980). Conoscendo la variazione oraria del flusso di calore

superficiale dalla B. 34 e disponendo di un minimo di due profili verticali di temperatura al giorno, l'altezza di mescolamento convettiva al tempo $t+dt$ può essere stimata dal suo stesso valore al tempo t :

$$h_{t+dt} = \left[h_t^2 + \frac{2Q_h(1+E)dt}{\Psi_1 \rho c_p} - \frac{2d\theta_t h_t}{\Psi_1} \right]^{1/2} + \frac{d\theta_{t+dt}}{\Psi_1} \quad (\text{B. 35})$$

$$d\theta_{t+dt} = \left[\frac{2\Psi_1 E Q_h d_t}{\rho c_p} \right]^{1/2} \quad (\text{B. 36})$$

dove Ψ_1 è il lapse-rate di temperatura potenziale nello strato sopra h_t ;
 $d\theta$ è la differenza di temperatura al top dello strato rimescolato (K);
 E è una costante ($\cong 0.15$).

In condizioni di neutralità meccanica dell'atmosfera l'altezza dello strato limite è stimata con un metodo di Venkatram (1980b):

$$h = \frac{Bu_*}{[fN_B]^{1/2}} \quad (\text{B. 37})$$

dove f è il parametro di Coriolis ($\cong 10^{-4} \text{s}^{-1}$);
 B è una costante ($\cong 2^{1/2}$);
 N_B è la frequenza di Brunt-Väisälä nello strato stabile superiore.

CALMET prevede come opzione la possibilità di considerare come altezza di mescolamento diurna il massimo fra i valori predetti in condizioni convettive e meccaniche, ottenuti rispettivamente con le equazioni B. 35 e B. 37. Questo, però, potrebbe produrre un campo dell'altezza di mescolamento fortemente discontinuo ovvero con grandi variazioni da cella a cella, essendo queste calcolate indipendentemente. Inoltre, il calcolo indipendente delle altezze potrebbe anche non includere importanti effetti avvevativi nel caso, per esempio, di condizioni di brezze di mare o lago.

In condizioni di strato limite stabile, l'estensione verticale della dispersione è determinata dalla turbolenza prodotta meccanicamente. CALMET definisce l'altezza dello strato limite in tali condizioni come il minimo fra due valori calcolati con relazioni empiriche:

$$h_1 = B_2 u_*^{3/2} \quad (\text{B. 38})$$

$$h_2 = 0.4 \sqrt{\frac{u_* L}{f}} \quad (\text{B. 39})$$

dove B_2 è una costante ($\cong 2400$).

In condizioni di strato limite convettivo, la scala di velocità verticale, w_* , può essere calcolata direttamente dalla sua definizione usando i risultati delle equazioni da B. 25 alla B. 35.

$$w_* = \left[\frac{g Q_h h_t}{(T \rho c_p)} \right]^{1/3} \quad (\text{B. 40})$$

dove h_t è l'altezza di mescolamento convettiva.

Strato limite terrestre

Il coefficiente d'attrito in condizioni neutrale, C_{uN} , può essere espresso in termini della velocità del vento a 10 metri d'altezza (Garrat, 1977):

$$C_{uN} = (0.75 + 0.067u)10^{-3} \quad (\text{B. 41})$$

La velocità di frizione può quindi essere determinata dalla definizione di coefficiente d'attrito:

$$u_* = u C_{uN}^{1/2} \quad (\text{B. 42})$$

Data l'importanza del flusso di calore latente sulla superficie di corpi idrici, per la definizione di Monin-Obukhov, Hanna (1985) usa temperature potenziali virtuali nel modo seguente:

$$L = \frac{\theta_v C_{uN}^{3/2} u^2}{E_2 (\theta_v - \theta_{vs})} \quad (\text{B. 43})$$

dove θ_v, θ_{vs} sono le temperature potenziali virtuali (K) dell'aria e dell'acqua;

u è la velocità del vento all'altezza di 10 metri (m/s);

E_2 è una costante (5.096×10^{-3}).

La lunghezza di rugosità superficiale varia in funzione dell'altezza delle onde del mare; CALMET esprime questo parametro impiegando una relazione di Hosker (1974) in termini della velocità del vento a 10 metri dalla superficie:

$$z_0 = 2.0 \times 10^{-6} u^{2.5} \quad (\text{B. 44})$$

I risultati di questa parametrizzazione mostrano che z_0 è proporzionale a u_*^2 e il profilo logaritmico della velocità del vento dipende da u_* .

L'altezza di mescolamento può essere calcolata usando la relazione *neutral barotropic scaling* (Blackadar e Tennekes, 1968):

$$h_{water} = \frac{c_w \cdot u_*}{f} \quad (\text{B. 45})$$

dove c_w è una costante ($\cong 0.16$);

u_* è la velocità di frizione (m/s);

f è il parametro di Coriolis ($\cong 10^{-4} \text{s}^{-1}$).

Appendice C: Gli apparati sperimentali

C. 1 La strumentazione presso la stazione di Pontecagnano

In figura C.1 è possibile osservare la stazione di Pontecagnano, collocata nell'area dell'aeroporto di

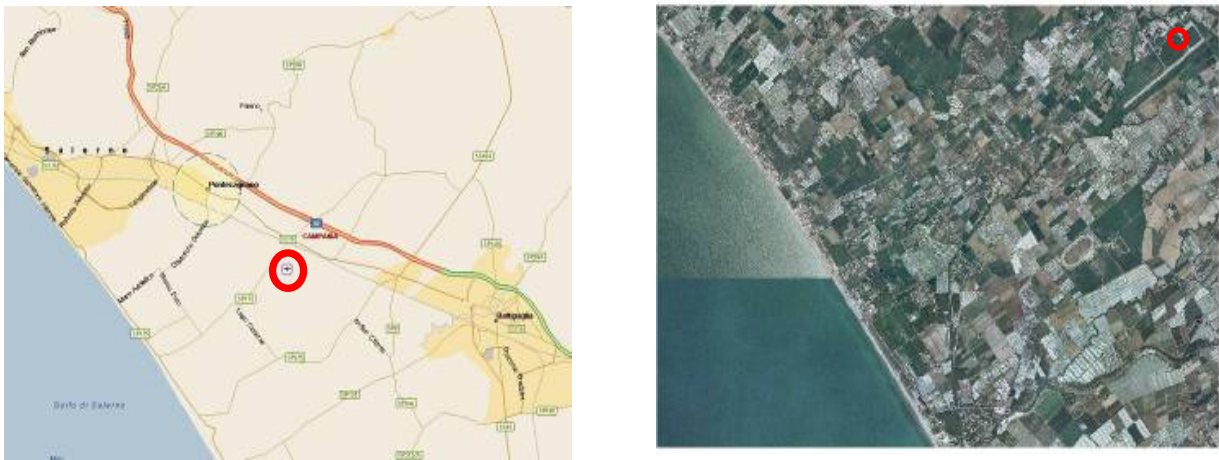


Figura C. 1: Mappa ed ortofoto del sito di Pontecagnano (cerchietti rossi in figura)

Salerno (latitudine $40^{\circ} 37'$; longitudine $14^{\circ} 53'$) e quindi fuori dal centro abitato. La zona risulta essere pianeggiante a ridosso del mare con una linea di costa distante circa 3 Km in direzione Sud Ovest; verso Nord-Ovest si trova l'abitato di Pontecagnano, mentre verso Nord, a circa 10 km, si riscontrano le prime strutture orografiche con caratteristiche collinari; verso Sud-Est si trova l'abitato di Battipaglia, ed in fine verso Sud troviamo la piana del Sele. La zona, che presenta caratteristiche sostanzialmente rurali, è sottoposta a regimi di brezza: al mattino, si verifica il fenomeno della brezza marina (da ovest ad est) che non trova grossi ostacoli (qualche albero ad alto fusto ed abitazioni sparse) prima di giungere sulla stazione; la sera si verifica invece il fenomeno della brezza di terra con direzione invertita (fenomenologia registrata anche dai modelli di simulazione meteorologica, come illustrato nel Capitolo 7). La strumentazione collocata in questo sito è costituita dal lidar trasportabile in dotazione al

Co.ri.s.t.a. e da un anemometro sonico montato su un palo ad una altezza di circa 10 metri da terra.

Il lidar mobile Co.ri.s.t.a. è un prototipo di lidar che per le dimensioni sostanzialmente ridotte ed una sufficiente maneggevolezza si presta ad un trasporto piuttosto semplice. E' stato costruito nell'ambito di un progetto europeo EUREKA denominato LAPMI (*Lidar for Atmospheric Particulate Monitoring Investigation*) in cui il Co.ri.s.t.a. è stato il leading-partner ed a Pontecagnano è stato utilizzato per la prima volta in una campagna di misure.

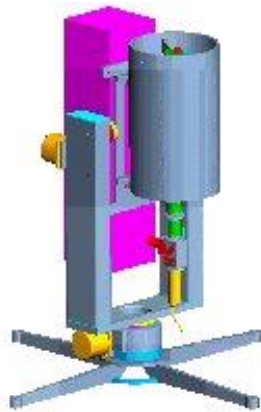


Figura C. 2: Lidar trasportabile del Co.ri.s.t.a. di switching

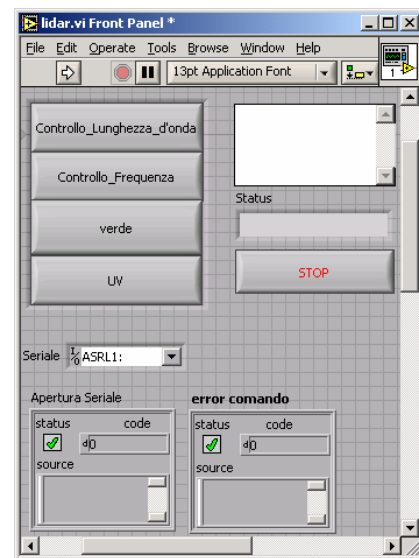


Figura C. 3: Control panel del sistema

Nella figura C. 4 è riportato lo schema a blocchi di un sistema lidar in generale.



Figura C. 4: Schema a blocchi di un apparato lidar generico

In particolare per il lidar Co.ri.s.t.a. la *sorgente laser* è di tipo impulsata a stato solido (Neodimio Yag); genera radiazione con lunghezza d'onda pari a $\lambda=1064 \text{ nm}$ (armonica fondamentale) utilizzata per il pompaggio di cristalli non lineari che, tramite processi di generazione di seconda e terza armonica, forniscono, alternativamente, in uscita radiazione laser con lunghezza d'onda pari a $\lambda=532 \text{ nm}$ (luce verde) o $\lambda=355 \text{ nm}$

(ultravioletto) con una energia per impulso pari rispettivamente a 850 μJ e 700 μJ qualora si lavori ad un rate di emissione degli impulsi di 1 KHz. Per permettere lo switching in maniera automatica dall'una all'altra armonica si è sviluppato un software ad hoc in ambiente LabView il cui pannello di controllo è riportato in figura C. 3.

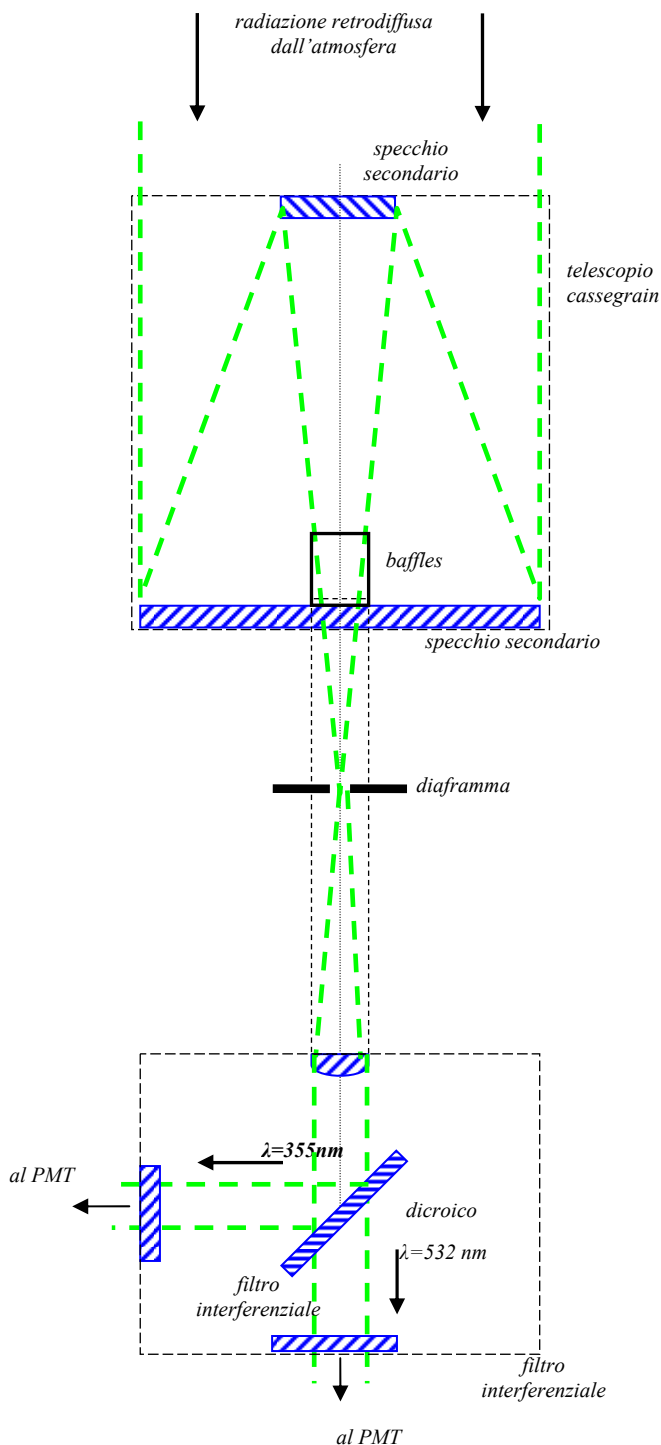


Figura C. 5: Sistema di ricezione e selezione ottica

Per quanto riguarda il *sistema di ricezione e selezione ottica*, il fascio laser inviato in atmosfera viene retrodiffuso e raccolto dal sistema di ricezione ottica. Con riferimento alla figura C. 5, esso consta di un telescopio in configurazione *Cassegrain* il cui asse ottico è parallelo alla direzione di invio del fascio laser in atmosfera, e questo significa che lavora in configurazione bistatica; la distanza fra i due assi è di 27.1 cm. Lo specchio primario del telescopio è sferico ed ha un diametro di 20 cm. Al centro è praticata un'apertura con un diametro di 3 cm in cui insiste un baffle (passaggio ridotto) di 17 cm che serve a tagliare radiazione proveniente da riflessioni spurie. Lo specchio secondario è ellittico ed ha un diametro di 6 cm. La distanza fra i due specchi è di 34 cm e la distanza focale è di 140 cm. In corrispondenza del fuoco del telescopio è posto il fuoco di una lente convergente (con distanza focale di 12 cm) che rende la radiazione retrodiffusa parallela e la invia su un separatore di fascio che trasmette la

radiazione retrodiffusa nel verde e riflette la radiazione retrodiffusa nell'U.V. Osserviamo che in corrispondenza del fuoco del telescopio vi è un diaframma di 3 mm che serve a definire il campo di vista del telescopio e quindi a separare la radiazione retrodiffusa dall'atmosfera da quella proveniente da altre direzioni. Successivamente sono posti due filtri interferenziali a banda stretta che lasciano passare le lunghezze d'onda desiderate.

In riferimento al *sistema di trasduzione e rivelazione*, la radiazione in uscita dai filtri interferenziali viene inviata ad un rivelatore, ovvero un modulo di rivelazione che comprende : fotomoltiplicatore, discriminatore ed amplificatore del segnale. Il sistema dispone di due rivelatori, uno che opera in fotoconteggio (in digitale) e l'altro di tipo analogico.

Per il *sistema di acquisizione*, il segnale, sia analogico che digitale, viene acquisito a mezzo di una scheda di acquisizione multicanale. Tale scheda è caratterizzata da un dwell time¹ di 50 nsec fisso, per cui la risoluzione spaziale è di 7.5 metri. Essendo la scheda dotata di 1024 canali di acquisizione, essa fornisce profili lidar fino a 7680 metri. Il massimo count rate per canale è di 100 Mhz.

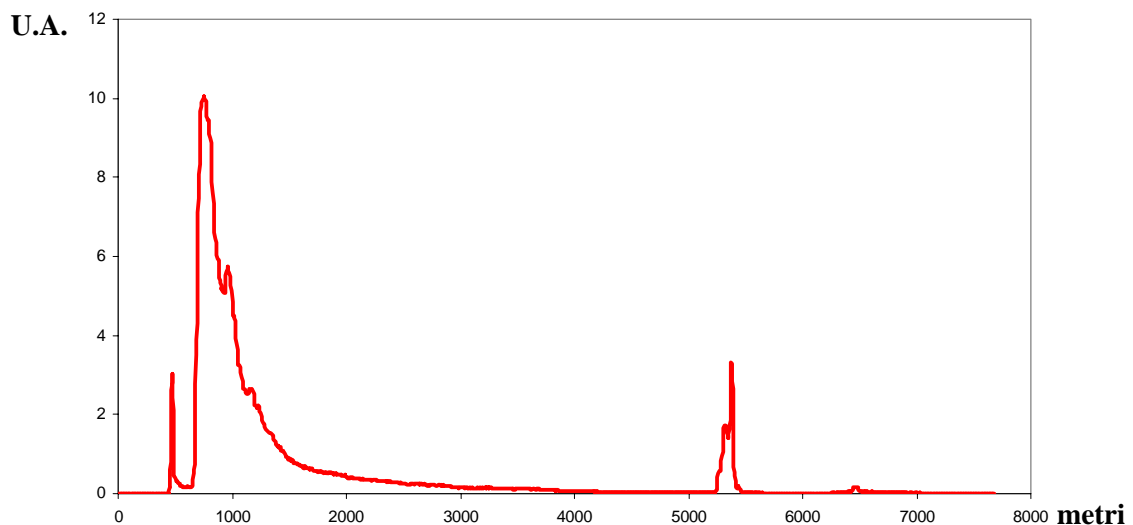


Figura C. 6: Un esempio di profilo lidar del sistema Co.ri.s.t.a.. In ascisse le quote in metri ed in ordinate la potenza retrodiffusa in unità arbitrarie.

La scheda di acquisizione è attivata dallo stesso trigger di attivazione del fascio laser e fornisce un profilo medio della energia retrodiffusa per secondo dall'atmosfera ad intervalli di tempo variabili fra 0.5 e 4 sec. Un esempio di profilo lidar prodotto dal

¹ Il dwell time è il tempo di acquisizione di ciascuno dei canali della scheda multicanale

sistema Co.ri.s.t.a. è riportato in figura C. 6. Si osservi il primo picco presente alla quota di 400-500m. Esso corrisponde ad una piccola parte di radiazione retrodiffusa da ostacoli presenti intorno al cammino del laser ed è detto picco di tempo zero in quanto è sincrono con l'invio del fascio laser in atmosfera. Va notato che il lidar Co.ri.s.t.a. è dotato di un sistema di movimentazione a controllo remoto con motori passo-passo che permettono la rotazione solidale di tutto il sistema attorno ad un asse centrale nonché la sua inclinazione a qualsiasi angolo azimutale favorendo così la realizzazione di scansioni atmosferiche in due ed a tre dimensioni.

Sul *palo anemometrico*, collocato ad una altezza di circa dieci metri da terra ed in prossimità del lidar, è stato collocato un *anemometro sonico* per la misura della velocità e della direzione del vento, oltre che alla temperatura. Il principio fisico su cui si basa il funzionamento di questo strumento è quello della variazione del tempo di propagazione del suono che si riscontra nei fluidi in movimento.



Figura C. 7: Anemometro sonico modello Young 81000 triassiale collocato su di un palo a 10 metri.



Un tale sistema consente di ottenere non solo le componenti medie della velocità del vento e la temperatura, ma anche e le deviazioni standard delle tre componenti del vento e della temperatura, e la covarianza (correlazione) tra componenti del vento e

temperatura, da cui è immediata la determinazione del trasporto turbolento di momento e calore sensibile. In definitiva, i vantaggi pratici derivanti dall'uso di questo strumento si possono così riassumere:

- misura delle componenti del vento in tutte le direzioni spaziali;
- estrema velocità (si possono raggiungere frequenze di campionamento dell'ordine di 100Hz);
- capacità di calcolare la temperatura alla stessa velocità delle componenti del vento e quindi di calcolare le correlazioni statistiche tra diverse variabili, che permettono di caratterizzare la turbolenza;
- totale assenza di inerzie, dato che non vi sono parti meccaniche in movimento;

C.2 La piattaforma aerea “Mobile Flux Platform”

Durante la campagna di misure si è potuto disporre di un aeroplano ERA (Environmental Research Aeroplane) modello Sky Arrow 650 TCNS in dotazione all'Istituto ISAFoM del CNR, che si contraddistingue per essere equipaggiato, tra l'altro, di un sensore di pressione (*BAT Probe*) in grado di fornire le componenti del vettore di vento.

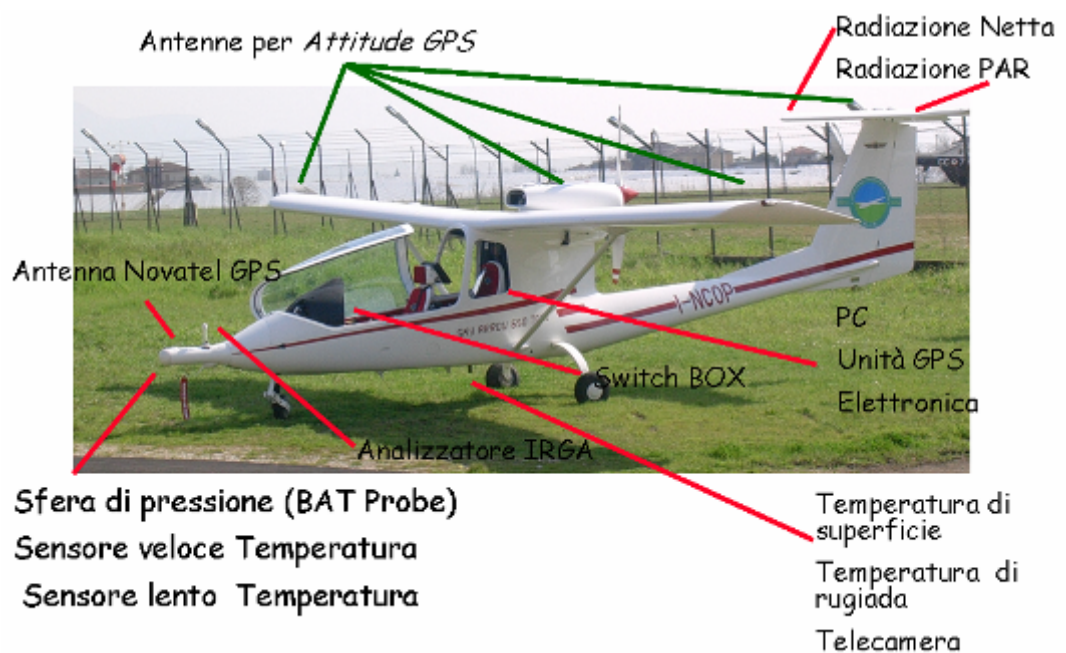


Figura C. 8: Lo Sky Arrow ERA 650 TCNS ed i sensori di bordo.

Questa piattaforma aerea è stata dotata di strumentazioni compatte e a bassa potenza e di sistemi di acquisizione dati digitale ad alta velocità, capaci di misurare i cambiamenti continui e turbolenti di massa, quantità di moto e di energia che caratterizzano gli strati più bassi dell'atmosfera. Il modello ERA dello Sky Arrow è caratterizzato da grande leggerezza e maneggevolezza ed è in grado di sostenere basse velocità: ha, infatti, una velocità di volo lento di 30 m/s cosa che permette di ricoprire uno spazio di 0.6 m tra due misure a 50 Hz, in condizioni di assenza di vento. Può volare ad altezze che variano da 10 m sopra il livello del suolo a più a di 3000 m sopra il livello del mare; ha inoltre una autonomia di circa 3.5 ore e ricopre distanze di volo che vanno intorno ai 700 Km.

La strumentazione ed i sistemi di acquisizione sono trasportati sotto e dietro il sedile posteriore. E' stata realizzata una botola (255 x 255 mm) nella parte inferiore dell'aereo per il montaggio dei sensori che osservano verso il basso quali: l'igrometro, il termometro ad infrarossi, l'altimetro laser e videocamere. L'aereo è certificato (FAA e JAR). Sullo Sky Arrow sono montate tutte le strumentazioni necessarie al rilevamento dati atmosferici:

- Licor-7500 Open-Path Analyzer, analizzatore veloce utilizzato per misure di concentrazioni di anidride carbonica e vapor d'acqua nell'ambito della turbolenza atmosferica, con acquisizione a 50 Hz. I dati rilevati dal Licor, opportunamente correlati (mediante tecnica Eddy covariance) con quelli della Bat Probe, possono fornire la misura dei flussi di CO_2 e H_2O . Lo strumento assorbe una bassa potenza durante il funzionamento, meno di dieci Watts, a 12 Volts, dopo il preriscaldamento. Opera tra un range di temperatura che va da $-10^{\circ}C$ a $+50^{\circ}C$; esso funziona su larghezze di banda selezionabili tra 5, 10 e 20Hz. L'analizzatore è formato da un percorso aperto di 12.5 cm tra due lenti focali; la densità è calcolata dalla differenza di radiazione nel campo dell'infrarosso assorbita tra la sorgente di radiazione (nella parte inferiore del sensore) e il detector (nella parte superiore).
- Igrometro EdgeTech 200 DewTrack (Tdew) per la misura della temperatura di rugiada. Il modello DewTrack misura con continuità l'umidità contenuta nei gas. Utilizza il principio di condensazione di uno specchio raffreddato alla temperatura del punto di rugiada, per determinare la concentrazione di vapor d'acqua in una miscela di gas; un termometro al platino misura accuratamente questa temperatura.
- L' aereo è inoltre equipaggiato con sensori di radiazione:

1. Radiation Energy Balance Systems (REBS) Q*7, montato sul piano di coda dell'aereo, che provvede alla misurazione di onde dirette e riflesse della radiazione solare ad onde lunghe e corte . Il Q*7 è un sensore a termo-pila che genera un segnale in millivolt proporzionale al livello netto di radiazione. La termo-pila è posizionata all'interno di un vetro rinforzato; la superficie del sensore e la superficie circostante sono nere, al fine di ridurre le riflessioni interne allo strumento, ciò conferisce allo stesso maggiori prestazioni. Le superfici del sensore sono protette da un raffreddamento convettivo innescato da una sfera di polietilene. Il polietilene è adoperato perché risulta essere trasparente sia per le radiazioni ad onda lunga che per quelle ad onda corta.
 2. Due Licor modello 200S pyranometers, montati verso l'alto e verso il basso, dal lato opposto rispetto al Q*7, per misurare l'attività di radiazione fotosintetica (photosynthetically active radiation PAR) della lunghezza d'onda di 0.4-0.7 (400- 700 nm).
- La temperatura della terra è misurata usando un termometro ad infrarossi Everest Interscience 4000.4 ZL (Infrared Temperature Transducer (Tsfc)). E' un sensore di misura della temperatura con un'interfaccia standard in mV. Il termometro ad infrarossi misura l'energia radiante al di là del range visibile dall'occhio umano (infrarosso). Tutti gli oggetti irradiano questa energia con un' intensità dipendente dalla temperatura dell'oggetto. In questo caso gli infrarossi vengono rilevati da un cono di 4 gradi d'apertura di cui lo strumento è dotato.
 - Un altimetro laser Riegl Ld90-3 viene utilizzato per misurare l'altezza del velivolo sopra il livello del suolo (alt) ed è stato settato per una acquisizione a 50Hz. Lo strumento si basa sul principio della misura del tempo di volo mediante impulsi corti prodotti dal laser, con rilevamento di distanze di circa 500 m. Un generatore di impulsi elettrico eccita periodicamente un diodo laser, che è un semiconduttore, il quale spedisce impulsi luminosi infrarossi; questi sono collimati ed emessi dall'obiettivo del trasmettitore. Attraverso l'obiettivo del ricevitore, parte del segnale eco riflesso, colpisce un fotodiodo che genera un segnale elettrico. L'intervallo di tempo fra gli impulsi trasmessi e ricevuti è misurato, per mezzo di una frequenza, da un orologio al quarzo. Il risultato è inserito nella eeprom interna dello strumento, che processa i dati misurati.

- Nella Bat Probe sono collocati degli accelerometri triassiali (ICSensors, per la misura ad alta frequenza degli angoli d'assetto del velivolo, integrandosi opportunamente con il sistema GPS) ed altrettanti sono posti all'interno della Auxiliary Box (che viene collocata all'incirca nel centro di massa dell'aeroplano, per la misura del moto del centro di gravità dello stesso).
- GPS, che consta di due apparati:
 1. Javad più antenne, per la determinazione dell'assetto del velivolo.
 2. Novatel, per la determinazione precisa della posizione dell'aereo rispetto alla stazione di terra.
- Computer industriale (MFP Computer, con l'acronimo che sta per Mobile Flux Platform)

che funziona sotto un sistema operativo Linux.
- Auxiliary Box, che serve per alimentare l'intero sistema di strumenti .
- Una switch box, necessaria per lo start del sistema d'acquisizione.
- BAT Probe (BEST AIRCRAFT TURBOLENCE), è un sensore per la misura di turbolenza; il suo nome è stato scelto in base al fatto che assomiglia ad una mazza da baseball, permettendo l'estensione della testa del sensore in avanti rispetto all'aeroplano in una regione di dispersione minima di flusso. La BAT Probe incorpora una sfera di pressione con un GPS, sensori a stato solido ad avanzata tecnologia elettronica ed aerodinamica, per permettere le misure di turbolenza di alta qualità. La sonda pesa 3 chilogrammi e richiede 10 Watts o da 10 a 30 VCC d'alimentazione. Come un anemometro sonico dell'ultima generazione, i dati sono trasmessi in serie a 50 hertz. La misura del vento da velivolo ha svariate applicazioni (si parla di distribuzione spaziale). Un'applicazione è lo studio sull'atmosfera e sulla relativa interazione con la superficie terrestre. Studiando l'atmosfera, in particolare lo strato limite, si richiede spesso la misura di turbolenza (vento tridimensionale ad alta frequenza) e dei continui cambiamenti turbolenti verticali del vapore acqueo, del calore sensibile, della quantità di moto e di altre grandezze fisiche. Tipici sono studi che includono la determinazione di evaporazione e del cambiamento continuo di calore sensibile sulla superficie della terra (terreno, vegetazione, oceani ed altri corpi d'acqua) per i processi di interazione aria-mare, studi sullo scambio di gas traccia come CO_2 fra vegetazione e atmosfera nel contesto degli studi sui cambiamenti globali, così come gli studi che si interessano dei

processi di miscele gassose nella troposfera superiore o fra la troposfera e la stratosfera. Un altro esempio è lo studio sulla struttura dei thermals e il vento tridimensionale intorno a loro. Per tali misure sono state utilizzate diverse strumentazioni e tecniche differenti; il sistema BAT rende le complesse misure effettuate indipendenti dalla piattaforma utilizzata, unendo l'ultima tecnologia di sensori con una potente elettronica e con un hardware di piccole dimensioni. Questo pacchetto può essere adattato facilmente ad una vasta gamma di piattaforme, variando dai velivoli ultraleggeri a quelli UAV (veicoli aerei senza equipaggio) fino al grande velivolo da ricerca di categoria trasporto o alle piattaforme aeree a scopo speciale come, per esempio, velivoli o persino dirigibili ad elevata quota operativa.

C. 3 La strumentazione presso la stazione fissa di Napoli



Figura C. 9: Localizzazione del CNISM di Napoli.

La stazione fissa di Napoli è localizzata ($40^{\circ}50'$ Nord $14^{\circ}10'$ Est) presso la collina di Monte S. Angelo a 118 m. sul livello del mare (cerchietto rosso nella figura C. 10). La zona denota una forte urbanizzazione con una notevole pressione antropica e presenta tipiche caratteristiche urbane con grandi emissioni al suolo dovute al traffico e alle attività industriali. La stazione si trova al margine di una conca in cui si estende il quartiere di Fuorigrotta delimitata a Nord dalla collina dei Camaldoli (457 metri s.l.m.) a Est dalla collina del Vomero, a Sud dalla collina di Posillipo (162 metri s.l.m.) ed infine a Ovest dalle colline della

zona Flegrea. In tale conca le correnti advettive a bassissima quota si sviluppano in un corridoio di accesso diretto al mare in direzione Sud-Ovest nella zona di Bagnoli-Coroglio.

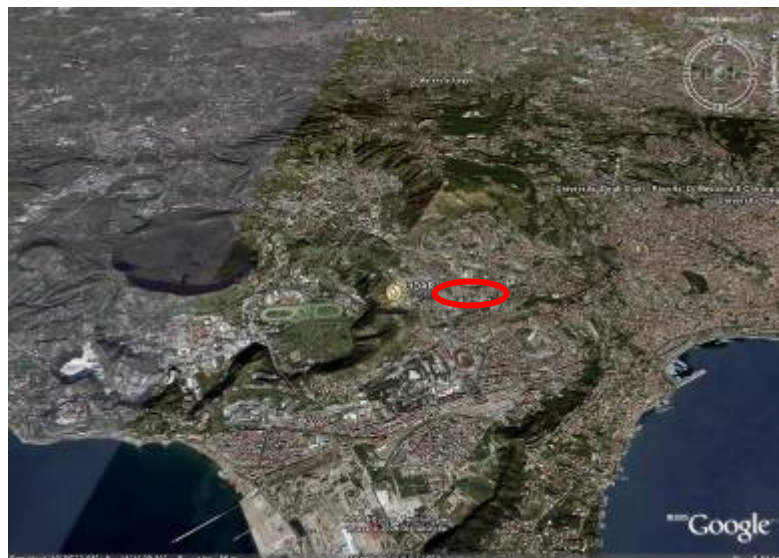


Figura C. 10: Localizzazione del lidar Cnism visto da satellite.

Tramite questo corridoio la stazione è sottoposta a regimi di brezze marine e di terra sebbene risentano di forti attriti superficiali dovuti all'urbanizzazione. La stazione è composta da un sistema lidar fisso e da una stazione meteorologica di terra.

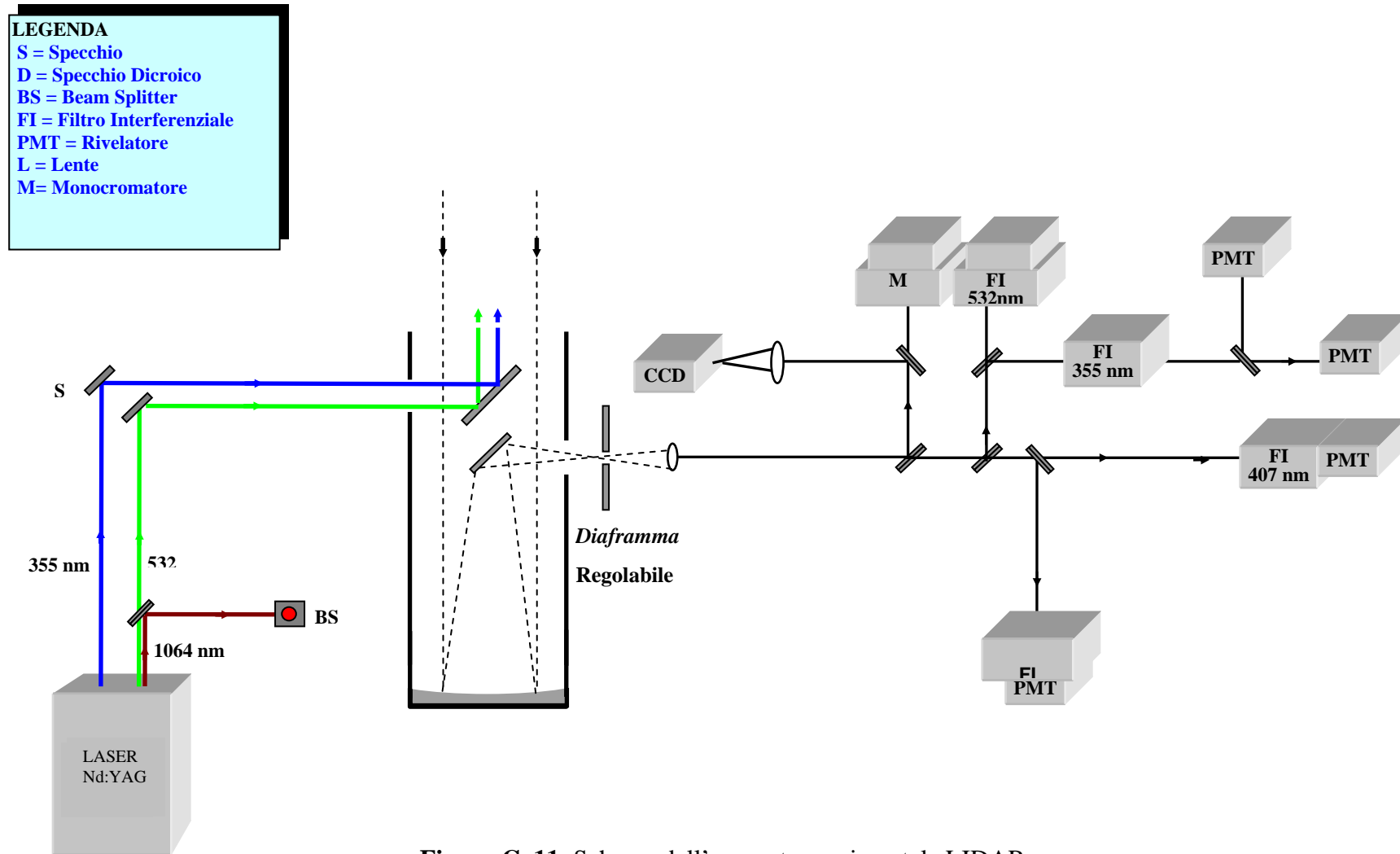


Figura C. 11: Schema dell'apparato sperimentale LIDAR.

Facendo riferimento alla figura C. 11 la **sorgente laser** è di tipo impulsato a Nd:Yag capace dell' emissione contemporanea di quattro fasci laser gaussiani e polarizzati TEM₀₀ impulsati a 20 Hz con quattro differenti lunghezze d'onda pari a 1064, 532, 355, 266. Di questi, quelli effettivamente utilizzati per le applicazioni lidar sono i fasci laser a 532 nm e 355 nm. con energia per impulso pari rispettivamente a 90 e 100 mJ. Il **sistema di rinvio** è costituito da una successione di specchi da un pollice con coating specifico per le lunghezze d'onda utilizzate, atto a garantire un'alta riflettività (HR).

Il **sistema di ricezione e selezione** è costituito da un telescopio in configurazione Newtoniana dotato di uno specchio primario a curvatura sferica con diametro di 30 cm e con focale di 120 cm, mentre il secondario è uno specchio piano che invia la radiazione verso il sistema di selezione spettrale. In corrispondenza del fuoco del telescopio è posto un diaframma di 1.6 mm ed anche il fuoco di una lente piano convessa di 1 pollici e focale 7.6 cm con funzione di collimazione. Date le potenze dei fasci laser rinviati in atmosfera è possibile osservare oltre ad un segnale di retrodiffusione elastica anche un segnale di retrodiffusione Raman². In realtà questo tipo di misure è realizzabile solo di notte quando le misure non sono inficiate dalla radiazione di fondo di origine solare. In ogni caso il sistema è predisposto per la selezione in canali distinti della radiazione dovuta a retrodiffusione elastica sia a 532 nm che a 355 nm e della retrodiffusione Raman del fascio a 355 nm dovuta all'azoto molecolare, che genera radiazione a 387 nm, ed al vapor d'acqua che genera radiazione a 407 nm. Ciò è realizzato attraverso un insieme di appositi separatori di fascio e specchi dicroici. La radiazione relativa a ciascuna lunghezza d'onda o canale così realizzato viene successivamente filtrata con un filtro interferenziale a banda stretta, centrata sulla lunghezza d'onda d'interesse, e successivamente attenuata con filtri neutri ed inviata al sistema di trasduzione. Il **sistema di trasduzione**, a parte il canale relativo al segnale Raman dell'acqua, è costituito da canali ciascuno dei quali caratterizzati da un'unica lunghezza d'onda, e ciascuno dei quali diviso ed inviato a due differenti fotomoltiplicatori.

² La retrodiffusione (o scattering) Raman, dal nome del suo scopritore C.V. Raman che nel 1928 lo osservò per primo, è un esempio di scattering anelastico, ovvero di un urto fra particelle dove l'energia cinetica complessiva del sistema non si conserva (l'energia totale del sistema si conserva in tutti i tipi di urti). Nello scattering Raman un fotone incidente su di una molecola può essere assorbito per dare vita ad un fonone (quanto di oscillazione) o può annichilirne uno, sottraendo energia al materiale, e cambiare così la propria frequenza.

Per il segnale elastico a 532 nm e 355 nm i sistemi di acquisizione sono uno analogico e l'altro digitale e ciò perché la trasduzione analogica a differenza di quella digitale (che realizza un fotoconteggio), riduce problemi di saturazione alle basse quote dalle quali proviene un segnale molto più intenso, pur generando a quote più alte un segnale molto più rumoroso rispetto a quello generato in fotoconteggio.

Il **sistema di acquisizione** per i segnali rilevati in analogico, opera attraverso un oscilloscopio con ADC a 12 bit. Per i canali rilevati in fotoconteggio, l'acquisizione si effettua con schede multicanale predisposti per acquisire per 200 μ sec con un dwell time di 100 nsec (che corrisponde ad una risoluzione spaziale di 15 m) ed anche con una scheda multicanale con dwell time di 20 nsec (risoluzione spaziale di 3 m.), predisposti per acquisire dati per 2 msec. In entrambi i casi si ha un profilo lidar fino a 30 km.

La **stazione Meteorologica di terra** a Napoli ha raccolto dati di pressione, temperatura atmosferica, umidità relativa, velocità e direzione del vento sul piano orizzontale. Queste grandezze sono state acquisite ogni secondo e mediate su un minuto e sono state utilizzate sia per determinare alcuni importanti parametri del segnale lidar, sia per inizializzare il modello meteorologico CALMET utilizzato per le simulazioni nella zona di Napoli.

Bibliografia

- Andrews D.G., 2000:** An Introduction to Atmospheric Physics. Cambridge University Press.
- Atkinson B.W., 1981:** Meso-scale Atmospheric Circulations. Academic Press.
- Guido Visconti 2001,** “Fondamenti di Fisica e Chimica dell’Atmosfera” Ed. CUEN Napoli seconda edizione .
- Tampieri Francesco 2004:** Appunti per il corso di strato limite atmosferico e dispersione turbolenta. Bozza Parte I, ISAC-CNR.
- Arya S. Pal, 1999:** Air Pollution Meteorology and Dispersion. Oxford University Press.
- Finzi G., Pirovano G., Volta M., 2001:** Gestione della qualità dell’aria. McGraw-Hill.
- Holton J.R, 1992:** An Introduction to Dynamic Meteorology. Academic Press.
- Lalas P.D., Ratto C.F., 1996:** Modelling of atmospheric flow fields. World Scientific.
- Lindzen R.S. 1993:** Dynamics in Atmospheric Physics. Cambridge University Press.
- Pielke A.R., 2002:** Mesoscale Meteorological Modeling. Academic Press.
- Oke T.R., 1978:** Boundary Layer Climates. Routledge.
- Stull R.B., 1988:** An introduction to Boundary Layer Meteorology. Kluwer Academic Publisher.
- Blackadar A.K., 1979:** Modeling the nocturnal boundary layer. Preprints of Third Symposium on Atmospheric Turbulence and Air Quality, Raleigh, NC, 19-22 October 1976, Amer. Meteor. Soc., Boston, 46-49.
- Dudhia J., Gill D., Guo Y.-R., Manning K., Bourgeois A., Wang W., Bruyere C., 2002:** PSU/NCAR Mesoscale Modeling System. Tutorial Class Notes and User’s Guide: MM5 Modeling System Version 3.
- Grell G.A., Dudhia J. and Stauffer D.R., 1994:** A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5). NCAR Technical Note, NCAR/TN-398+STR, 117 pp.
- Grell G.A., 1993:** Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. Mon. Wea. Rev., **121**, 764-787.
- Guo, Y.-R., Chen S., 1994:** Terrain and land use for the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale modeling system (MM5). NCAR Technical Note, NCAR/TN-397+IA, 114 pp.

- Haagenson P.L., Dudhia J., Grell G.A., Stauffer D.R., 1994:** The Penn State/NCAR mesoscale model (MM5) source code documentation. NCAR Technical Note, NCAR/TN-392+STR, 200 pp.
- Hong S.-Y., Pan H.-L., 1996:** Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 2322-2339.
- Stoelinga M.T., 2003:** A User's Guide to RIP Version 3: A Program for Visualizing PSU/NCAR Mesoscale Modeling System Output.
- Scire J.S., Robe F.R., Fernau M.E., Yamartino R.J., 2000:** A User's Guide for the CALMET Meteorological Model (Version 5).
- Cai X.M. and Steyn D.G., 2000:** Modelling study of sea breezes in a complex coastal environmental. *Atmospheric Environmental*, 34, 2873-2885.
- Daggupaty S.M., 2001:** A case study of the Simultaneous Development of Multiple Lake-Breeze Fronts with a Boundary Layer Forecast Model. *Journal of Applied Meteorology*, 40, 289-311.
- Melas D., Ziomas I., Klemm O., Zerefos C.S., 1998:** Anatomy of the sea-breeze circulation in Athens area under weak large-scale ambient winds. *Atmospheric Environment*, 32, 2223-2237.
- Seaman N.L., 2000:** Meteorological Modeling for air-quality assessments. *Atmospheric Environment*, 34, 2231-2259.
- Taylor P.A., Lee R.J., 1984:** Simple guidelines for estimating wind speed variations due to small scale topography features. *Climatol. Bull.*, 18, 3-32.
- Zhong S., Talke E.S., 1992:** An Observational Study of Sea- and Lake-Breeze Circulation in an Area of Complex Coastal Heating. *Journal of Applied Meteorology*, 31, 1426-1438.
- Zhong S., Talke E.S., 1993:** The Effects of Large-Scale Winds on the Sea-Land-Breeze Circulations in an Area of Complex Coastal Heating. *Journal of Applied Meteorology*, 32, 1181-1195.
- Penner, Hegg et al. 2002:** Unraveling the role of aerosol in climate change in *Envir. Sci. Technol.* 35, 332 A- 340A,
- Hooper, Eloranta 1985:** Lidar measurements of wind in the planetary Boundary Layer etc. in *J. of Climate and applied Meteorology*, vol. 25 990-1001.
- Menut, Pelon et al. 1999:** Urban boundary layer height determination from lidar measurements over the Paris area. In *App. Opt.*, 38(6), 945-954.

Kunz et al. 2002: Lidar observation of atmospheric boundary layer structure and sea spray aerosol plumes generation etc.in J. of Geophys. Research vol.107, D19, 8106 .

R.T.H. Collins and P.B.Russell 1976: Lidar Measurements of Particles and Gases by Elastic Backscattering and Differential Absorption. In: Laser Monitoring of the atmosphere ed. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.

Albert Ansmann, Ulla Wandinger, Maren Riebesell, Claus Wietkamp, Walfred Michaelis 1992: Independent measurements of extinction and backscatter profiles in cirrus clouds by using a combined Raman elastic-backscatter LIDAR. Applied Optics, vol.31, n.33.

James Klett 1981: Stable analitic inversion solution for processing lidar returns Applied Optics, No.2, vol.20.

Endlich et al 1979:”An automatic method for determining the mixing depth from lidar observation” in Atmospheric Environment.13,1051-1056.

Pica Giulia 2004:”New prototipe of very compact lidar for atmospheric particulate monitoring”in Atti del 23° Simposio dell’associazione europea dei laboratori di remote sensing, Ghent.

Ringraziamenti

Ringrazio, prima di tutti, il Prof. Nicola Spinelli per la costante disponibilità e cortesia avute nei miei confronti; particolarmente preziose sono risultate le sue indicazioni che mi hanno guidato nell'elaborazione di questa tesi.

Il Dott. Vincenzo Magliulo, primo ricercatore presso il CNR ISAFoM di Ercolano (NA), per avermi messo a disposizione gran parte della strumentazione scientifica utilizzata per la raccolta dei dati elaborati nel lavoro di tesi.

Grazie al Prof. Angelo Riccio dell'Università Parthenope di Napoli ed al Dott. Francesco Furlani dell'Università Carlo Bo di Urbino, consulenti insostituibili, per avermi aiutato sia dal punto di vista teorico ma soprattutto pratico, sugli aspetti riguardanti la modellistica.

Un doveroso ringraziamento va rivolto ai mie cari colleghi, del laboratorio ERAlab presso il CNR ISAFoM, Ing. Marco Esposito e alla Dott.ssa Silvia Alfieri per la loro preziosa collaborazione nel trattamento dei dati raccolti dalla piattaforma aerea Sky Arrow ERA, ed al Dott. Maurizio Buonanno per l'assistenza all'elaborazione di diversi grafici.

Grazie anche al Dott. Paul Di Tommasi del laboratorio BIOlab per la sua decisiva collaborazione nell'installazione e nel trattamento dei dati del palo anemometrico.

Grazie al Dott. Girolamo Mincuzzi, alla Dott.ssa Libera Nasti e alla Dott.ssa Giulia Pica insieme ai quali ho lavorato per il corretto funzionamento e messa a punto del Lidar trasportabile Lapmi del CORISTA di Napoli.

Grazie al comandante Francesco Ruggiero che ha eseguito insieme a me il volo di monitoraggio con la piattaforma aerea Sky Arrow.

Ringrazio l'Ing. Francesco Maria Sacerdoti di *e-voluzione srl* per le attività scientifiche in cui mi ha coinvolto nel corso del triennio del mio dottorato (in particolare la missione ESPRA in collaborazione con l'Agenzia Spaziale Italiana) che mi hanno dato la possibilità di espandere il mio bagaglio culturale.

Un particolare ringraziamento ai miei genitori, a mio fratello Giuseppe, a mio padre Gennaro ed a mia madre Filomena che mi hanno premurosamente accudito e sostenuto moralmente, ma anche materialmente, nell'arco di questo triennio di studi.